



Berichte des Deutschen Wetterdienstes

54

**5. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in
Garmisch-Partenkirchen vom 14. bis 16. September 1958**

von
Deutscher Wetterdienst



Zitationsvorschlag:

5. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Garmisch-Partenkirchen vom 14. bis 16. September 1958. - Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 1959. (Berichte des Deutschen Wetterdienstes ; 54)

ISSN der Onlineausgabe: 2194-5969

ISSN der Druckausgabe: 0072-4130

Nutzungsbedingungen



Dieses Dokument steht unter folgender Creative Commons-Lizenz

Sie dürfen das Werk bzw. den Inhalt unter folgenden Bedingungen vervielfältigen, verbreiten und öffentlich zugänglich machen: Sie müssen den Namen des Autors/Rechteinhabers in der von ihm festgelegten Weise nennen. Dieses Werk bzw. dieser Inhalt darf nicht für kommerzielle Zwecke verwendet werden und es darf nicht bearbeitet, abgewandelt oder in anderer Weise verändert werden.

Mit der Verwendung dieses Dokumentes erkennen Sie die Nutzungsbedingungen an.

Herausgeber und Verlag: :

Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Straße 135
D- 63067 Offenbach am Main

Internet: www.dwd.de
Mail: bibliothek@dwd.de

Inhalt

	Seite		Seite
1. Eröffnung der Tagung	5	5. Vorträge zum Themenkreis: Hydro- meteorologie	95
2. Vorträge zum Themenkreis: Meteorologie und Gletscherkunde	7	5.1. B. Kirigin: Beitrag zum Problem der Nebelniederschlagsmessungen	96
2.1. H. Hoinkes: Das glazial-meteorologische Forschungsprogramm in den Ötztaler Alpen	8	5.2. A. Kaestner: Über Niederschlagsstruktur in den Alpen bei positiven und nega- tiven Temperaturanomalien	106
2.2. Ch. P. Peguy et G. Blanchet: Les condi- tions météorologiques de l'ablation sur le glacier de St. Sorlin (Eté 1957)	14	5.3. W. Friedrich: Hagelabwehr in Öster- reich (Zusammenfassung)	110
2.3. W. Ambach: Zur dielektrischen Bestim- mung des Schmelzwassergehaltes einer Schneedecke	18	5.4. W. Friedrich: Straßenwetterdienst (Zu- sammenfassung)	111
2.4. H. Tollner: Die Änderungen des Som- mer-Bergwetters in den letzten Jahren und die Reaktion der Ostalpengletscher	21	5.5. C. Levert: Über ein Verfahren zur loch- kartenmäßigen Festlegung der Schreib- regennesseraufzeichnungen für hydro- meteorologische Zwecke	112
2.5. M. Vanni: L'influence de l'exposition sur les variations des glaciers de la Vallée d'Aoste	23	5.6. H. H. Johannsen: Eine einfache Dar- stellung der Ergebnisse von Schreib- regennmesser-Aufzeichnungen	114
2.6. R. Holzappel: Hochsommertemperatur und Gletscherhochstände	27	5.7. M. Striffling: Sur les causes météoro- logiques des crues concomitantes du Rhône et du Pô	119
3. Vorträge zum Themenkreis: Luftelektrizität	29	5.8. H. Steinhäuser: Hochwasserspanden und mittlerer Jahresniederschlag	123
3.1. J.-C. Jardel et F. Lepoivre: Un appareil- lage de mesure continue du champ électrique terrestre	30	5.9. O. Reya: Die hydrische Bilanz in den jugoslawischen Alpen	126
3.2. H. Israël: Luftelektrische Erfahrungen in den Schweizer Alpen	33	5.10. C. Capello et M. Luchino: Recherches sur la limite temporaire des neiges dans les Alpes Occidentales italiennes	129
3.3. R. Reiter: Natürliche und künstliche Lufradioaktivität in den Alpen in ver- schiedenen Höhen	33	5.11. N. Konček: Schneeverhältnisse der Hohen Tatra	132
4. Vorträge zum Themenkreis: Biometeorologie	54	5.12. M. Poggi: Contribution à la connais- sance de la distribution altimétrique de la durée de l'enneigement dans les Alpes françaises du Nord	134
4.1. C. Troll: Geländeklima und Vegetation im Hochgebirge (Zusammenfassung) ..	55	5.13. H. Kern: Wasserhaushaltsuntersuchun- gen in der winterlichen Schneedecke einer randalpinen Tallage	150
4.2. F. Schnelle: Alpenphänologie im Rah- men der Phänologie Europas	56	5.14. F. Wöhr: Aus Schneevorratsmessungen abgeleitete Zuflußprognosen zu vor- alpinen Energiespeichern (erläutert am Beispiel „Walchensee“)	155
4.3. H. Friedel: Entwicklung einer subalpi- nen ökologischen Station (Zusammen- fassung)	60	5.15. J. Frohnholzer: Die Zuflußvorhersage aus Schneegewichtsbestimmungen für den Lechspeicher Roßhaupten von April bis Juli (Einzugsgebiet 1582 km ²)	157
4.4. H. Turner: Wirkungen von Strahlung und Oberflächentemperatur auf die Ve- getation der subalpinen Stufe (Zusam- menfassung)	61	6. Vorträge zum Themenkreis: Alpenwetter ..	163
4.5. H. Pašić: Kleinklimatische Messungen im Massiv der Bjelašnica/Jugoslawien ..	62	6.1. M. Schüepp: Klimatologie der Wetter- lagen im Alpengebiet	164
4.6. F. Lauscher: Zur Klimatologie der Ar- beitsbedingungen im Freien in alpinen Landschaften	68	6.2. J. Willfarth: Erfahrungsbericht zur Schüepp'schen Wetterstatistik im Ost- alpenraum	174
4.7. H. Berg: Temperatur und Strahlung als Faktoren der Behaglichkeit im Ge- birge	71	6.3. K. Vujičić-Gamser: Die statistische Dar- stellung der Wetterlagen in dem NW- Teil Jugoslawiens während der Inter- nationalen Tage	177
4.8. H. Brezowsky: Über die Resonanz von Wettervorgängen in der Biosphäre des nördlichen Alpenvorlandes	75	6.4. E. Rosini: Einige statistische Daten über die italienischen Stationen in den Al- pen im Zusammenhang mit den Wet- tertypen, die in Italien herrschen	182
4.9. H. Jungmann: Über die biologische Wirkung des Hochgebirgsklimas auf den Menschen (Zusammenfassung)	80	6.5. G. D. Barbé et P. P. Ervet: Données numériques sur la circulation atmo- sphérique en altitude, jusqu' à 30 km et audelà, en été, en bordure ouest des Alpes françaises, près de Chambéry ..	184
4.10. E. Obenland: Zur Biotropie des Alpen- föhns	81		
4.11. H. Reifferscheid: Atmosphärische Zu- stände und Vorgänge bei Wetterphase 3 (Föhn) nach Ungeheuer	88		
4.12. R. Schulze: Zur biologischen Wirkung der langwelligen Ultraviolettstrahlung in den Alpen (Zusammenfassung)	94		

	Seite		Seite
6.6. M. Berenger: Les ondes dues au relief dans les Basses Alpes françaises	190	6.20. Z. Petkovšek: Der Einfluß der Alpen auf die Kaltfront-Bewegungen	246
6.7. F. Bernot: Temperaturinversion im unteren Teil des Ljubljana-Beckens	194	6.21. H. v. Hackewitz: Zur Struktur positiver und negativer Temperaturanomalien am nördlichen Alpenrand	254
6.8. G. Blanchet: Masses d'air et types de temps dans le Couloir Rhodanien	197	7. Vorträge zum Themenkreis: Strahlung und Verschiedenes	266
6.9. P. Fontaine: Nouvelles données sur l'enneigement moyen d'hiver et de printemps dans les Alpes françaises — Essai de schématisation des types de temps correspondants	203	7.1. M. Bossolasco: Ergebnisse der Strahlungsmessungen auf den Westalpen und auf den Apenninen	267
6.10. M. Gerbier: Turbulence sous onduloire et zones de limitation des ondes de ressaut	209	7.2. W. Ambach: Beiträge zur Bestimmung des Extinktionskoeffizienten von Gletschereis	270
6.11. W. Gressel: Zur Klassifikation der Wetterentwicklung im Alpenraum von 1946 bis 1957	212	7.3. A. Jaffé: Neuere Albedo- und Extinktionsmessungen an Gletschereisplatten	273
6.12. W. Gressel: Zur Bewetterung alpiner Höhlen	216	7.4. J. Riblet: Rayonnement du "Ciel Bleu" des Préalpes de Provence. — Détermination de la répartition des luminances sur la totalité de la voûte céleste au moyen d'"Isophotes" tracées directement au PHOTOMETRE INSCRIPTEUR RIBLET	275
6.13. B. Makjanič: Die wechselseitige Beeinflussung von Seewind und Bora	218	7.5. F. Volz: Spektrale Messungen der Sonnenstrahlung und Trübungsbestimmung mit Selenzellen-Kleinphotometern	280
6.14. K. Milosavljevič: Interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur auf dem Kopaonik (1710 m)	221	7.6. J. Pučnik: Ein Beispiel der primären und sekundären Wellen nach H. Ficker für prognostische Zwecke in Slovenien	285
6.15. J. Drimmel: Vorhersage der Temperaturmaxima für beliebige Gebirgslagen bei sommerlichem Strahlungswetter ..	227	7.7. St. Hastenrath: Zur vertikalen Verteilung von Frostwechseln und Froststrukturböden in den Alpen	288
6.16. J. Mertz: Succession et durée des régimes météorologiques sur les Alpes ..	231	7.8. E. R. Reiter: Das Ende des indischen Sommermonsuns 1954 mit Daten der österreichischen Cho-Oyu-Expedition..	293
6.17. M. Milosavljevič: Einfluß der Transsylvaner Alpen auf die Struktur des östlichen Windes in der Pannonischen Ebene	236	8. Abschluß der Tagung	298
6.18. J. Pristov: Abweichungen des Windes auf den alpinen Beobachtungsstationen in Bezug auf die Strömung in der freien Atmosphäre	241	9. Verzeichnis der Teilnehmer	298
6.19. M. Čadež: Praktische Anwendung der barometrischen Höhenformel bei der Untersuchung der Kalt- und Warmlufteinbrüche	244	10. Sachregister zu den Vorträgen	300
		11. Anschriften der Vortragenden bzw. Autoren	303



1. Eröffnung der Tagung

Der Präsident des Deutschen Wetterdienstes, Dr. Bell, eröffnete die Tagung mit folgender

Begrüßungsansprache:

Meine sehr verehrten Damen und Herren! Ich habe die hohe Ehre, Sie bei der Eröffnung der Internationalen Tagung für Alpine Meteorologie in Garmisch-Partenkirchen namens des Deutschen Wetterdienstes recht herzlich zu begrüßen. Ich empfinde eine große Freude darüber, daß Sie in so großer Zahl meiner Einladung gefolgt sind, und ich darf Ihnen hierfür meinen besten Dank sagen und Sie alle einschl. unserer verehrten Ehrengäste aufs herzlichste willkommen heißen.

Unsere Veranstaltung ist die 5. der internationalen Tagungen für Alpine Meteorologie. Die 1. Tagung dieser Art fand bekanntlich 1950 auf Einladung Italiens in Mailand und Turin statt, 1952 hatte Österreich nach Obergurgl eingeladen, 1954 war die Tagung in Davos und in dieser Woche sind es genau 2 Jahre her, daß die 4. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Chamonix abgehalten wurde. Es ist m. E. außerordentlich bemerkenswert, daß die alpin-meteorologischen Tagungen in einem internationalen Rahmen veranstaltet werden, ohne daß Staatsregierungen oder fest gefügte internationale Organisationen als Auftraggeber dahinterstehen. Zu der Tagung in Mailand und Turin hatte bekanntlich Herr Professor Bossolasco eingeladen. Prof. Bossolasco nimmt zu meiner großen Freude an unserer Tagung teil, und ich darf ihn als Initiator dieser alpin-meteorologischen Veranstaltungen ganz besonders und recht herzlich begrüßen. Die auf diesen 1. Kongreß folgenden Tagungen waren ebenso von den wissenschaftlichen Institutionen und meteorologischen Diensten der verschiedenen Länder einberufen worden. Verhandlungsthema war stets die Gebirgsmeteorologie, insbesondere die Meteorologie unserer eindeutig legitimierten europäischen Gipfel. Es waren also — wenn Sie mir dieses Wortspiel erlauben — wirkliche Gipfelkonferenzen, die — und das ist eben das Bemerkenswerte — ohne große Vorverhandlungen stattfanden und zum Nutzen aller Beteiligten erfolgreich durchgeführt wurden.

Ich hoffe sehr, daß man das Letztere auch für unsere 5. alpin-meteorologische Tagung wird sagen können. Wie bei den früheren Kongressen werden in den Vorträgen, die wir hören werden, alle Spezialgebiete der Gebirgsmeteorologie erfaßt: die Hydrometeorologie, die Glaziologie, die Strahlung, die Luftelektrizität, das Alpenwetter und nicht zuletzt die Biometeorologie. Die Zahl der Vorträge zur Biometeorologie ist wesentlich größer als bei den früheren Tagungen, und ich bin sehr erfreut darüber, daß damit einem von mir bei der Einladung zur Tagung vorgebrachten Wunsch in so weitem Umfang entsprochen wird. Die biometeorologischen Vorträge betreffen einerseits die Pflanzenwelt, andererseits werden in einer Reihe von Referaten die Wirkungen meteorologischer Vorgänge auf den Menschen behandelt, gehören also zu dem Problemkreis, den wir in Deutschland gerne mit dem Namen Medizinmeteorologie umreißen. Der praktisch

tätige Meteorologe hat zwar seit eh und je die Aufgabe, auch die meteorologischen Fragen des Gesundheitswesens zu beantworten, aber es ist doch unverkennbar, daß diese medizin-meteorologische Aufgabe in unseren Tagen eine noch stets wachsende Bedeutung erlangt. Es hängt dies letztlich auch damit zusammen, daß durch unser modernes leistungsfähiges Verkehrsnetz, durch das eigene Auto und nicht zuletzt durch das Flugzeug gewissermaßen der räumliche Aktionsradius für die Genesung- und Erholungsuchenden durchschnittlich sehr viel größer geworden ist, und außerdem ist ihre Zahl infolge der leichteren und besseren Verkehrsmöglichkeiten erheblich gewachsen. Diesen gewaltigen Strom der Genesung- und Erholungsuchenden in der Horizontalen und in der Vertikalen bezüglich der Erdoberfläche auf Grund medizin-meteorologischer Erkenntnisse richtig zu lenken, ist schon eine Aufgabe, die auch volkswirtschaftlich eine ganz erhebliche Bedeutung hat.

Aber auch viele andere Themen, die in den Vorträgen behandelt werden, haben einen ausgesprochen wirtschaftlichen Hintergrund. Ich brauche nur an die Hydrometeorologie und ihre Bedeutung für den Bau von Wasserkraftwerken zu erinnern. Neben diesen Fragen werden aber auch die allgemeinen meteorologischen Probleme nicht zu kurz kommen, die trotz unserer modernen Aerologie auch heute noch immer eine Vertiefung und Erweiterung durch die Gebirgsmeteorologie erfahren.

In 65 einzelnen Referaten werden uns im Laufe der Tagung diese vielfältigen Probleme nahegebracht werden. Außerdem werden wir Vorträge anlässlich der Besichtigung des Walchensee-Kraftwerkes und einen Vortrag über die Antarktis-Expedition hören. Ich darf den Herren Vortragenden, die zum Teil weite Reisen aus dem Ausland auf sich genommen haben, um uns über ihre Forschungsergebnisse zu berichten, für ihren fundamentalen Beitrag zum Gelingen unserer Tagung recht herzlich danken. Ihr liebenswürdiges Einverständnis voraussetzend möchte ich von dem Verlesen der Namen der Vortragenden Abstand nehmen. Namentlich darf ich aber die Herren nennen, die die große Freundlichkeit hatten, uns ihre Mithilfe bei der Durchführung der Tagung durch Übernahme der Vortragsleitungen zuzusagen. Es sind dies die Herren Professoren Barbé, Troll, Bossolasco, Siedentopf, Čadež, Berg, Steinhäuser, Mügge, Mörikofer und Möller. Ihnen, meine Herren, für Ihre Mühewaltung schon jetzt recht herzlichen Dank.

Mit diesem Dank muß ich allerdings auch schon gleich eine Bitte verknüpfen. Die große Zahl der Referate zwingt zur strikten Innehaltung der vorgesehenen Redezeit. Ich wäre deshalb den Herren Vortragsleitern sehr dankbar, wenn sie hierauf ihr besonderes Augenmerk richten würden. Auch erscheint es mir — ebenfalls im Hinblick auf die knappe Zeit — empfehlenswert, nicht nach jedem einzelnen Vortrag eine Diskussion abzuhalten, sondern über mehrere Referate, die etwa das gleiche Grundproblem betreffen, zusammen diskutieren zu lassen. Auch den Herren

Vortragenden muß ich neben dem Wunsch nach Beachtung der Redezeit noch eine besondere Bitte unterbreiten. Wir möchten die Vorträge, die auf dieser Tagung gehalten werden, gerne in den Berichten des Deutschen Wetterdienstes veröffentlichen. Verständlicherweise würden wir es deshalb gerne sehen, wenn wir sehr bald im Besitze der vollständigen Vortragsmanuskripte wären.

Bei den Vorbereitungen zur äußeren Gestaltung der Tagung sind uns eine Reihe von freundlichen Helfern erwachsen, denen ich hiermit meinen besonderen Dank aussprechen möchte. Es sind dies: die Stadtverwaltung und die Kurverwaltung von Garmisch-Partenkirchen sowie der Herr Landrat und die Leitung der Oberrealschule, die uns entgegenkommenderweise diese Aula für unsere Tagung zur Verfügung gestellt haben. Besonderer Dank gebührt der Direktion des Walchenseekraftwerkes der Bayernwerk A. G., daß sie unseren Tagungsteilnehmern die Besichtigung des Walchenseekraftwerkes ermöglicht. Bedanken darf ich mich schließlich bei den Damen und Herren meines Dienstes, die an diesen Vorbereitungen eifrigst mitgewirkt haben.

Ich habe nun noch den Auftrag, Sie von dem Herrn Bundesminister für Verkehr, Dr. Seeböhm, vielmals zu grüßen. Der Minister, der an der Meteorologie und dem Deutschen Wetterdienst insbesondere ein großes Interesse nimmt, hat sehr zu seinem Bedauern seine Teilnahme an der Tagung absagen müssen, da er in diesen Tagen an einem Kongreß der Europäischen Wirtschaftsgemeinschaft in Brüssel teilnehmen muß. Er läßt durch mich seine besten Wünsche für die Tagung übermitteln. Leider haben auch die Herren seines Ministeriums, die ebenfalls eingeladen waren und sich zum Teil schon auf der Herreise befanden, wegen dringender Arbeiten absagen müssen.

Meine sehr verehrten Damen und Herren, ich darf Sie meinerseits nochmals recht herzlich willkommen heißen. Ich wünsche der Tagung von ganzem Herzen einen guten Verlauf und Ihnen persönlich frohe Tage in Garmisch-Partenkirchen, an die Sie sich später in jeder Hinsicht gerne erinnern sollen.

Ich erkläre die 5. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie für eröffnet.

2. Vorträge zum Themenkreis: Meteorologie und Gletscherkunde

2.1. Das glazial-meteorologische Forschungsprogramm in den Öztaler Alpen

von

Herfried Hoinkes

Zusammenfassung

Es wird über den Stand und die Zielsetzung des glazial-meteorologischen Forschungsprogramms berichtet, das auf den großen Gletschern der zentralen Öztaler Alpen (Hintereisferner, Kesselwandferner, Vernagtferner, Gepatschferner) durchgeführt wird. Zum Verständnis der beobachteten Massenänderungen waren umfangreiche Studien des Energiehaushaltes erforderlich. Die Klärung verschiedener Spezialfragen der Mikroklimatologie der eisnahen Luftschicht und der Strahlungsverhältnisse im Eis wurde zum Teil mit neuen Instrumenten versucht.

Die Veränderungen der Gletscher stehen in direkter Beziehung zu Schwankungen der klimatischen Elemente. Trotz zahlreicher wertvoller und mit vieler Mühe erarbeiteter Beiträge zu dieser Frage überblicken wir die offenbar sehr verwickelten Zusammenhänge noch nicht in befriedigender Weise (47). So ist es — wenn wir in die Vergangenheit blicken — noch nicht möglich, die Veränderungen in der Eisbedeckung der Erde mit eindeutigen und definierten Schwankungen des Klimas und der atmosphärischen Zirkulation zu verknüpfen. Richten wir unseren Blick in die Zukunft, dann haben wir einsteilen nicht die Möglichkeit, etwa Prognosen über das Verhalten der Gletscher aufzustellen, die für die Wasserwirtschaft von großer Bedeutung wären (24, 39). Die Gründe dafür sind ebenso vielfältig, wie das Problem selbst und können hier nicht in Einzelheiten erörtert werden.

Beschränken wir unsere Betrachtungen auf die großen Gletscher der zentralen Öztaler Alpen (Hochjoch-, Hintereis-, Kesselwand-, Gepatsch-, Guslar- und Vernagtferner), dann zeigt schon das oftmals so auffallend abweichende Verhalten des Vernagtfernens, wie stark Orientierung, Neigung, Gestalt des Zungen- und Firnbeckens die Reaktion eng benachbarter, unter wesentlich gleichen klimatischen Bedingungen stehender Gletscher beeinflusst. Diese Gletscher werden nunmehr seit 70 Jahren dauernd kontrolliert (Gepatsch seit 1887, Vernagt seit 1889, Hintereis seit 1893). Alljährlich werden Querprofile über die Gletscherzungen und die Fließgeschwindigkeiten in diesen Profilen, im Abstand mehrerer Jahre auch Profile durch die Firngebiete tachymetrisch gemessen. Diese Messungen werden vom Österreichischen Alpenverein finanziert und die Ergebnisse in der Zeitschrift für Gletscherkunde laufend veröffentlicht. Auf das wertvollste ergänzt werden diese Studien durch gelegentliche photographische Aufnahmen der genannten Gletscher, die jetzt unter der Leitung von R. Finsterwalder erfolgen. Solche Aufnahmen liegen vor

für den:	aus den Jahren:
Hochjochferner	1893, 1907, 1940
Hintereisferner	1894, 1920, 1940, 1952 (Zunge), 1953, 1954 (Zunge), 1956, 1957 (Zunge), 1958
Kesselwandferner	1940, 1953 (Firn), 1956 (Firn), 1957 (Zunge), 1958
Gepatschferner	1887 (Zunge), 1891 (Zunge), 1896 (Zunge), 1922, 1940, 1953, 1956, 1958
Guslar- und Vernagtferner	1889, 1912, 1938, 1940.

Überdies wurden Kesselwand- und Hintereisferner in den Jahren 1953 und 1954 durch O. Förtsch und H. Vidal (16, 17, 18, 19) auch seismisch ausgelotet, nachdem der Hintereisferner schon zwischen 1890 und 1910 an mehreren Stellen bis zum Felsgrund durchbohrt und 1926—28 dort die ersten seismischen Eisdickenmessungen überhaupt ausgeführt worden waren. So ist nicht nur die Fläche, sondern auch das Volumen dieser Gletscher für Berechnungen des Wasserhaushaltes bekannt (45). Die Existenz dieses auch für die Ostalpen einmaligen Beobachtungsmaterials macht die Gletscher des Venter Gebietes zu so überaus wertvollen Studienobjekten, an denen im Laufe der Jahre ein erheblicher Teil dessen, was wir heute über die Gletscher wissen, erarbeitet worden ist.

Lediglich zur Frage des Zusammenhanges zwischen Gletscher- und Klimaschwankungen hat diese Meßreihe fast keine Beiträge geliefert; sie konnte und sollte das ihrer ganzen Anlage nach nicht. Dieses heute im Vordergrund stehende Problem war vor 70 Jahren wohl schon gesehen worden, aber es mußte hinter wichtigeren glaziologischen Fragestellungen zurückstehen; überdies hatte die Meteorologie die zu seiner Bearbeitung erforderlichen Methoden damals noch kaum entwickelt. So sind die ersten Ablationsmessungen am Hintereisferner ab 1894 auf vereinzelte Punkte beschränkt geblieben und nur im August 1895 wurden sie durch Witterungsbeobachtungen ergänzt (11). Vom Jahre 1932 an hat H. Schatz (43) gelegentlich Ablationsmessungen an alten Bohrgestängen durchgeführt und auch Pegel im Firngebiet gesetzt und durch einige Jahre beobachtet.

Der meist gemessene Rückzug des Gletscherendes und das Einsinken von Profilen im Zeitraum eines oder mehrerer Jahre ist stets nur der Differenzbetrag zwischen der Ablation und dem Eisnachschub, der nicht in eindeutiger Beziehung zu den klimatischen Verhältnissen zu stehen braucht. Das gleiche gilt, wenn auch in abgeschwächtem Maße vom Einsinken der ganzen Gletscheroberfläche im Mittel über mehrere

Jahrzehnte, das von R. Finsterwalder (15) aus den photogrammetrischen Aufnahmen einiger Ostalpengletscher ermittelt worden ist. Sind die Ergebnisse auch ohne Zweifel geophysikalisch überaus wertvoll, so vereiteln schon alleine die großen zeitlichen Abstände der Aufnahmen (beim Hintereisferner 1894-1920-1940) eine feinere Analyse der Reaktion der Gletscher auf sich ändernde klimatische Bedingungen. Nur die direkte Bestimmung des Massenhaushaltes durch Messung des Schneeauftrages (mit Schneedichte) und der Ablation gibt, wenn an einer genügenden Anzahl von Pegeln durchgeführt, Werte, die durch den Energieumsatz an der Gletscheroberfläche bestimmt werden. Dieser Energieumsatz ist, zusammen mit der Menge des festen Niederschlages, der auf dem Gletscher abgelagert wird, das einzige eindeutige Maß für die Lebensbedingungen des Gletschers. Im abgekürzten Verfahren genügt es auch, allerdings unter Verzicht auf die Analyse des Energieumsatzes, am Ende jedes hydrologischen Jahres den Nettozuwachs an Alt Schnee oberhalb und die Nettoablation an Firnschnee und Eis unterhalb der jeweiligen Firnlinie zu ermitteln.

Die Niederschlagsmessung im Venter Gletschergebiet begann (nach einigen unzulänglichen Versuchen in den Jahren 1895-97 (11)) mit der Errichtung eines großen Totalisators im Firngebiet des Hintereisferners bei 2970 m Höhe im Sommer 1926. Die Messungen an diesem Sammler werden, bis auf eine kriegsbedingte Unterbrechung, bis heute fortgesetzt. Im Sommer 1928 folgte ein zweiter Sammler im Firngebiet des Vernagtferners, der nach sechsjähriger Funktion durch eine Eislawine zerstört wurde. Die ersten Ergebnisse dieser beiden ältesten Totalisatoren wurden von J. Häuser (20) veröffentlicht. Ab 1934 hat A. Wagner mit tatkräftiger Unterstützung durch den Deutschen und Österreichischen Alpenverein vier weitere Totalisatoren im Venter Gletschergebiet aufgestellt, die bis in die ersten Kriegsjahre allmonatlich abgelesen wurden. Gestützt auf die täglichen Niederschlagsbeobachtungen an der gleichfalls 1934 eingerichteten meteorologischen Station in Vent (1893 m) wurde damit die erste systematische Untersuchung der Niederschlagsverhältnisse im Gletschergebiet von Vent begonnen. A. Wagner (46) hatte die Absicht, aus der Differenz Niederschlag minus Abfluß den Massenhaushalt der Gletscher zu bestimmen und durch eine Korrelation des Ergebnisses mit den Beobachtungsdaten der meteorologischen Station Vent auch „die Abhängigkeit der Eisschmelze von den einzelnen meteorologischen Faktoren näher zu untersuchen“. Die aus der geodätischen Vermessung der Gletscher festgestellte Verminderung der Eismasse sollte zur Kontrolle der richtigen Erfassung des Gebietsniederschlages dienen. Auf Anregung A. Wagners wurde 1936 ein Schreibpegel in der Rofenache durch J. Lernhart (39a) eingebaut (später in die Venter Ache verlegt) und von E. Fimmel betreut, der dankenswerterweise auch die meteorologische Station Vent und die Totalisatoren zur gewissenhaften Beobachtung übernommen hatte. Dieses ganze so sorgfältig geplante und vielversprechend angelaufene Programm ist im Jahre 1940 ein Opfer des Krieges geworden. Die bis Kriegsausbruch gesammelten Beobachtungsergebnisse der Totalisatoren und der meteorologischen Station Vent wurden von E. Ekhart (13, 14, 14a) verarbeitet. Nur das geodätische Meßprogramm und die meteorologische Station Vent konnten durch die Nöte der späteren Kriegs- und Nachkriegsjahre, allerdings mit gewissen Einschränkungen, fortgeführt werden (42).

Die neue Phase des glazial-meteorologischen Forschungsprogrammes konnte wegen zeitbedingter Schwierigkeiten erst im Jahre 1948 begonnen werden. Drei Fragenkomplexe sollten studiert werden: 1) die Niederschlagsverhältnisse im Zusammenhang mit der

Schneedecke, um die Angaben der Totalisatoren besser deuten zu können. 2) der Wärmehaushalt der Gletscher (Strahlungsbilanz und Mikrometeorologie der eisnahen Luftschicht) in verschiedenen Höhen, von den aperen Gletscherzungen bis ins Firngebiet und 3) der Massenhaushalt zumindest eines Gletschers aus Schneeauftrag (mit Schneedichte) und Ablation, wenn möglich ergänzt durch Abflußmessungen in unmittelbarer Nähe des Gletscherendes. In den seither abgelaufenen zehn Jahren wurden verschiedene Beiträge zur Lösung dieser Hauptfragen geleistet, über die kurz referiert werden soll. Ihre Kenntnis wird es ermöglichen, die festgestellten Veränderungen der Gletscher geophysikalisch zu verstehen. Erst dann wird es möglich sein, die langjährigen Beobachtungsreihen über das Verhalten der Gletscher in den Ostalpen mit den Angaben der meteorologischen Stationen aus dem Alpengebiet in befriedigende Beziehung zu setzen und an Abflußprognosen aus teilweise vergletscherten Einzugsgebieten zu denken.

Niederschlag und Schneedecke. Die Niederschlagsbeobachtungen an den Totalisatoren im Venter Gletschergebiet wurden 1948 wieder aufgenommen. Über die Ergebnisse der fünf Jahre 1948/49 bis 1952/53 wurde bereits zusammenfassend berichtet (27). Der Anschluß an die erste Beobachtungsreihe der Totalisatoren konnte befriedigend hergestellt und die Überbrückung der in den Kriegsjahren entstandenen Lücke durch Reduktion auf die ununterbrochenen Niederschlagsreihen von Vent und Hochserfaus vorgenommen werden. Durch Ortsveränderung einzelner Totalisatoren wurden zusätzliche Punkte im Gelände abgetastet, ohne daß die Zahl der Sammler vermehrt werden mußte. Besondere Aufmerksamkeit wurde dem Vergleich des Inhaltes der Totalisatoren mit dem Wassergehalt der Schneedecke jeweils am Ende des hydrologischen Winterhalbjahres zugewendet. Dabei wurde die Überzeugung gewonnen, daß gut aufgestellte und betreute Totalisatoren Angaben liefern, die vertrauenswürdig sein können, auch wenn sie nicht mit dem Wassergehalt der Schneedecke übereinstimmen. Diese Diskrepanz ist aus der Verfrachtung des Schnees durch den Wind zu verstehen, die am Aufbau der Schneedecke in den höheren Lagen der Alpen maßgebend beteiligt ist. Auf den Gletscherflächen und besonders in den Firnbecken liegt daher gewöhnlich mehr Schnee, als fester Niederschlag gefallen ist (34). Größere Teile des Geländes sind zum Ausgleich aper geblasen oder haben eine weit zu geringe Schneedecke. Das ist einer der Gründe dafür, daß die klimatische Schneegrenze auf den Gletschern etwas tiefer liegt, als im umgebenden Gelände. Die Verteilung der Schneedichte in der Vertikalen zeigte im Spätwinter stets ein charakteristisches Bild mit einem Dichtemaximum etwa in der Mitte und einem ausgeprägten Dichteminimum am Grund, dessen Entstehung aus der Temperaturverteilung und damit verbundener Wasserdampfdiffusion zu verstehen ist. Diese Dichteverteilung bleibt lange Zeit erhalten und konnte mit Erfolg zur Analyse der Jahresgrenzen in den Firngebieten des Hintereis- und Kesselwandferners verwendet werden (36). Bei den oftmaligen Schachtgrabungen wurde auch die Struktur der Schneedecke studiert. Die durch Versickerung und Wiedergefrieren von Schmelzwasser im Frühjahr gebildeten Eislagen, -linsen und -strünke nehmen mit der Tiefe an Zahl und Dicke zu. Durch diesen Vorgang wird Firnschnee in zunächst noch luftblasenreiches Eis umgewandelt, dessen Dichte mit einem von W. Ambach (3, 4) konstruierten Pyknometer sehr genau bestimmt werden konnte. Die schwierige Bestimmung des Schmelzwassergehaltes von Schnee hat W. Ambach (8) über die Dielektrizitätskonstante versucht; diese Studien sind

noch nicht abgeschlossen. Auch Studien zur Deformation des Firns in einem von O. Schimpp am oberen Hintereisferner angelegten Stollen dauern noch an.

Wärmehaushalt der Gletscher. Das detaillierte Studium des Wärmehaushalts der Gletscherflächen wurde im Sommer 1950 am aperi Eis des Vernagtfirners in einer großen nach Süden offenen Mulde bei 2973 m Höhe begonnen (21). Es wurden gemessen: die Globalstrahlung, die Strahlungsbilanz und die vertikalen Profile von Windgeschwindigkeit, Temperatur und Dampfdruck im Zusammenhang mit der gleichzeitigen Ablation. Die Arbeiten wurden 1951 am Hornkees in den Zillertaler Alpen, ebenfalls über dem aperi Eis der nach Norden exponierten schmalen Gletscherzunge bei 2262 m Höhe fortgesetzt (23). Im Sommer 1952 wurde zur Kontrolle noch einmal der gleiche Platz am Vernagtfirner gewählt (28). Bei dieser Gelegenheit hat W. Ambach (1) den nächtlichen Wärmeumsatz studiert. Der effektive Energieverlust der meist bis zu einer Tiefe von etwa 10 cm frierenden Gletscheroberfläche stimmt wegen der freiwerdenden Schmelzwärme nicht mit der Summe der negativen Strahlungsbilanz überein. Auf diese Weise konnte erstmalig der Schmelzwassergehalt der obersten Eisschichten bestimmt werden. Im Sommer 1953 wurde am Gepatschferner bei 2300 m Höhe erneut der Wärmehaushalt einer tiefgelegenen nordexponierten Gletscherzunge untersucht. Gleichzeitig wurden Vergleichsmessungen in der Gegend der Firnlinie, etwas oberhalb der Rauhekopf-Hütte bei 2800 m Höhe durchgeführt.

Diese Studien haben einige Beiträge zur Mikrometeorologie der eisnahen Luftschicht geliefert, die allgemeineres Interesse beanspruchen (22). Der Austauschkoefizient wurde zunächst aus dem vertikalen Profil der Windgeschwindigkeit berechnet und nach der Theorie von H. Lettau der thermischen Stabilität angepaßt. Sodann wurde versucht, den wirksamen Austauschkoefizienten auf direktem Wege aus der Ablation zu bestimmen. Die Strahlungsenergie kann nur einen Teil der beobachteten Ablation leisten. Dieser Teil ist mit relativ guter Genauigkeit zu ermitteln, da der Strahlungsbilanzmesser stets in situ mit einem Aktinometer Michelson-Martens geeicht wurde. Der Restbetrag der beobachteten Ablation mußte durch die Scheinleitung von fühlbarer und latenter Wärme geleistet worden sein. Aus der somit bekannten Wärmemenge und den gemessenen vertikalen Gradienten von Temperatur und Dampfdruck konnte der wirksame Austauschkoefizient gefunden werden. Die Übereinstimmung mit dem aus dem Windprofil berechneten und für die Stabilität korrigierten Austauschkoefizienten war sehr befriedigend. Der Rauheitsparameter für aperi Gletschereis ergab sich bei allen Beobachtungsreihen hinreichend konstant zu 0.15 cm.

Die Feinstruktur, besonders der thermische Aufbau des Gletscherwindes wurde studiert. Die weitverbreitete Ansicht, daß der Gletscherwind die Abschmelzung der Gletscher reduziere, konnte nicht bestätigt werden (25, 26). Die Stetigkeit des Gletscherwindes und seine auf steileren Gletscherzungen hohe Geschwindigkeit bewirkt einen übernormalen Austauschkoefizienten, der zusammen mit dem relativ großen vertikalen Temperaturgradienten einen erhöhten Wärmestrom zur Gletscheroberfläche aufrecht erhält.

Durch diese vier sich gegenseitig kontrollierenden Meßreihen war der Wärmehaushalt aperi horizontaler Gletscherflächen in den Alpen soweit bekannt, daß einige allgemeinere Aussagen möglich erschienen (29, 30, 31). Der Anteil der Strahlungsenergie am Wärmehaushalt ergab sich auf den tiefgelegenen Zungenenden, wo relativ hohe Lufttemperatur und -feuchtig-

keit herrschen und trotz des kurzen Tagbogens der Sonne noch immer zu etwa 60%, und auf den hochgelegenen schneefreien Gletscherflächen mit offenerem Horizont zu gut 80%. Die Aussage schien daher berechtigt, daß eine strahlungsreiche Sommerwitterung die Ablation fördere. Tatsächlich läßt sich eine Zunahme der sommerlichen Sonnenscheindauer in den Alpen während der letzten Jahrzehnte feststellen, ohne daß die Lufttemperatur erheblich zugenommen hätte. Dabei ist zu bedenken, daß die Sonnenscheindauer eigentlich ein unzulässig grobes Maß für die Strahlungsverhältnisse darstellt, da die langwellige Komponente darin nicht berücksichtigt wird. Da die Absorption von kurzweiliger Strahlungsenergie von der Albedo abhängt, reagieren die Gletscher sehr empfindlich auf den Witterungscharakter. Mehrere Neuschneefälle im Laufe eines Sommers erhalten viel mehr Eis, als eine im Mittel unternormale Temperatur. Die verstärkte Abschmelzung der Gletscher in den Alpen während der letzten Jahrzehnte ist somit wohl durch eine Änderung des Charakters der Sommerwitterung — mehr Sonnenschein und weniger oft Neuschneefälle — und auch durch eine Verlängerung der Ablationsperiode infolge häufig verfrühten Sommerbeginns zu verstehen.

Die Wärmehaushaltsstudien waren unvollständig, solange die Firngebiete nicht erfaßt worden waren. Im Sommer 1955 wurde daher am Hintereisferner an drei Wärmehaushaltsstationen gleichzeitig beobachtet: unmittelbar im Vorfeld des Gletschers bei 2400 m Höhe, auf der aperi Gletscherzunge bei 2600 m Höhe und im Firngebiet bei 2950 m Höhe. Ein Ablationsprofil von etwa 5 km Länge zur Verbindung der drei Stationen wurde täglich abgegangen und nachgemessen, der Abfluß vom Gletscher während der gleichen Zeit wurde kontrolliert. Bereits im Sommer 1954 wurde die Albedo der ganzen Zunge des Hintereisfirners und ihre Veränderung in einer Schönwetterperiode von I. Dirmhirn und E. Trojer (12) gemessen und dargestellt. Im gleichen Jahr wurde auch das Studium des vertikalen Temperaturgradienten mit einzelnen Thermoelementen in Kompensationsschaltung in Verbindung mit einem Spiegelgalvanometer wieder aufgenommen. Dabei wurde versucht, die kurzfristigen Schwankungen der Lufttemperatur (Dauer einige Sekunden) und ihre Abhängigkeit vom vertikalen Temperaturgradienten zu messen (32). Auf diese Weise sollte der Mischungsweg für den Wärmeübergang und damit das Verhältnis der Austauschkoefizienten für Wärme und für Impuls gefunden werden. Diese Studien wurden im Jahre 1956 mit einer verbesserten Kompensationsschaltung fortgesetzt (40). Im September 1955 wurden auch Ablationsmessungen in einem Längsprofil über den Rotmoosferner bei Obergurgl durchgeführt, ergänzt durch Messungen der Albedo und des Abflusses. Einige Firnstudien wurden am Großen Gurgler Ferner vorgenommen.

Bei den Wärmehaushaltsrechnungen wurde stets so verfahren, als ob die gesamte durch die Strahlungsbilanz gegebene Energie an der Gletscheroberfläche absorbiert werden würde. Das entspricht nicht den Tatsachen; ein erheblicher Teil der Strahlung dringt vielmehr in das Eis ein und führt dort zu selektiven Schmelzprozessen. Das Ergebnis ist eine Lockerung des Korngefüges in der obersten wenige Zentimeter dicken Eisschicht, wodurch die Lichtstreuung im Eis und damit die Albedo geändert wird. Im Sommer 1955 wurden daher systematische Studien der Strahlungsverhältnisse im Gletschereis begonnen. W. Ambach (2) hat Extinktionsmessungen mit Photoelementen und Filtern an Eisplatten durchgeführt, die aus dem Gletschereis herausgesägt wurden. A. Jaffé (38) hat die gleichen Messungen mit einem Solarimeter vorgenom-

men; diese Untersuchungen wurden 1956 fortgesetzt und durch Messungen der Albedo in Abhängigkeit von der Plattendicke erweitert. Im gleichen Jahr haben W. A m b a c h und H. M o c k e r die Extinktionsmessungen mit einem neuentwickelten Meßgerät mit kugelförmigem Empfänger bis 170 cm Tiefe fortgesetzt (5, 6, 7, 35, 40). Im Sommer 1957 wurde von den Genannten ein besonders klein dimensioniertes Meßgerät zur Untersuchung der Lichtstreuung in der oberflächennächsten Eisschicht verwendet (9). Die Extinktionsmessungen mit dem Kugelgerät wurden in diesem Jahre auch in Altschnee durchgeführt. Im Sommer 1958 wurden die Extinktionsmessungen in Altschnee fortgesetzt und mit einem neuen Mikrostrahlungsempfänger die Raumcharakteristik der Streustrahlung in Gletschereis studiert; diese Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen.

Im Sommer 1958 wurde noch einmal zur Kontrolle der Wärmehaushalt im Firngebiet des Kesselwandferners bei 3250 m Höhe in einer vierwöchigen Meßperiode untersucht, um die Verhältnisse auf den höchstgelegenen Firnflächen des Gebietes kennen zu lernen. Die Komponenten der Strahlungsbilanz wurden mit zwei Solarimetern (eines nach oben, das andere nach unten gerichtet) und einem Strahlungsbilanzmesser nach Schulze registriert. Zusätzlich wurden Messungen der Albedo mit einem tragbaren Solarimeter in kardanischer Montierung durchgeführt und besonders die Veränderung der Schneedecke nach Neuschneefällen studiert.

Massenhaushalt. Die ersten Messungen der Ablation und des Schneeauftrages über die ganze Fläche des Hintereisferners wurden von O. S c h i m p p (44) im Sommer 1952 an Stangen begonnen, die zugleich für Messungen der vertikalen Komponente und der jahreszeitlichen Unterschiede in der Gletscherbewegung dienten. Ab Sommer 1953 hat sich R. R u d o l p h (41) an diesen Messungen beteiligt und sie durch Messungen des Abflusses am Gletscherbach des Hintereis- und Kesselwandferners ergänzt. Leider waren diese Abflußmessungen durch die starken Veränderungen des Bachbettes sehr behindert. Im Jahre 1954 hat eine Arbeitsgemeinschaft von Studenten des Geographischen Institutes der Universität Innsbruck die Studien des Massenhaushaltes und des Abflusses vorgenommen. Durch längere Zeit wurde in diesem Jahr am Hintereisferner bei 2750 m Höhe auch eine meteorologische Station betrieben. Mit dem Ende des Haushaltsjahres 1954 hat der Verfasser mit W. A m b a c h, F. P u r t s c h e l l e r und anderen Mitarbeitern das Pegelnetz am Hintereisferner zur weiteren Beobachtung übernommen. Während der Firnstudien im Sommer 1955 wurde das „aufgefrorene Eis“ etwas näher untersucht (33). Dieses Eis bildet sich im Frühjahr durch das Wiedergefrieren von Schmelzwasser aus der Winterschneedecke an der noch kalten Gletscheroberfläche in einer Schichtdicke von 10—20 cm. Die dabei freiwerdende Schmelzwärme kompensiert den größten Teil des vom Winter her in der oberen, wenige Meter dicken Eisschicht verbliebenen Frostbetrages. Dieser Vorgang ist daher für den Wärmehaushalt des Gletschers von Bedeutung, aber ebenso für den Massenhaushalt. Wird die Herkunft dieser Eisschicht aus der Winterschneedecke nicht berücksichtigt, dann erhält man einen zu geringen Wert für den Schneeauftrag und einen zu großen für die Ablation von Eis. Das aufgefrorene Eis unterscheidet sich in seinem Gefüge vom Gletschereis des Vorjahres deutlich; dieser Umstand erleichtert seine Erkennung und er ist auch wesentlich an der Entstehung der röhrenförmigen Kryokonitlöcher beteiligt. In den Wintern 1956/57 und 1957/58 hat W. A m b a c h (10) die Bildung des aufgefrorenen Eises am Hintereisferner systematisch unter-

sucht. An verschiedenen Stellen des Gletschers wurden im Herbst Thermoelemente in mehreren Tiefen in das Eis eingebohrt und die Gletscheroberfläche mit Farbpulver markiert. Der so kontrollierte Frostbetrag des Winters wurde mit der Menge des aufgefrorenen Eises im darauffolgenden Frühjahr in Beziehung gesetzt.

Im Herbst 1956 hat der Österreichische Hydrographische Dienst dankenswerterweise im Bach des Hintereis- und Kesselwandferners einen Schreibpegel aufgestellt. Zuvor wurde dem sonst stark veränderlichen Bachbett an der einzigen dafür in Betracht kommenden Stelle durch Auffüllen mit schweren Steinblöcken ein einigermaßen dauerhaftes und definiertes Profil gegeben. Die Registrierung des Abflusses der beiden Gletscher wurde, ergänzt durch Messungen des Geschwindigkeitsprofils, in den Jahren 1957 und 1958 fortgeführt. Leider hat sich die Fixierung des Bachbettes als nicht genügend dauerhaft erwiesen, so daß häufige Neubestimmungen des durchflossenen Profils nötig waren. Die Studien des Massen- und Energiehaushaltes von Hintereis- und Kesselwandferner wurden im Haushaltsjahr 1957/58 als österreichischer Beitrag zum glaziologischen Programm des Internationalen Geophysikalischen Jahres in größerem Umfang weitergeführt. Dazu wurde das bestehende Netz von Pegelstangen am Hintereisferner im Sommer 1957 erweitert und auf den Kesselwandferner ausgedehnt. Seit Herbst 1957 werden Beobachtungen der Akkumulation und Ablation an 82 Pegelstangen durchgeführt (53 Hintereis-, 29 Kesselwandferner). Zusätzlich wurde von W. A m b a c h in einem Teil des Hintereisferners, der besonders interessante Bewegungsvorgänge vermuten läßt, ein dichtes Netz von 30 Signalstangen errichtet, um das Deformationsfeld des Gletschers genau zu studieren. Diese Stangen werden zugleich einen Hinweis darauf geben, wie repräsentativ die Beobachtungen an den in weiterem Abstand gesetzten Pegeln für die Ablation eines größeren Gletscherteiles sind.

Wegen der starken Zerspaltung besonders des Kesselwandferners stellen diese Arbeiten erhebliche Anforderungen an die alpine Erfahrung der Beobachter. Schlechtes Wetter und Lawinengefahr haben einige unvermeidliche Lücken entstehen lassen; einige Pegelprofile haben auch durch den Unverstand der Touristen Beschädigungen und Einbußen erlitten. Dennoch ist zu hoffen, daß das gewonnene Beobachtungsmaterial zur Ermittlung des Massenhaushaltes der zusammen etwa 15 km² Fläche (Hintereisferner 11 km², Kesselwandferner 4 km²) bedeckenden Gletscher ausreichen wird. Am Ende des hydrologischen Jahres 1957/58 wird eine lückenlose Reihe von Massenhaushaltsbestimmungen über 6 Jahre für den Hintereisferner vorliegen, für das hydrologische Jahr 1957/58 zusätzlich auch für den Kesselwandferner, ergänzt durch eine Registrierung des Abflusses beider Gletscher. Zur Beantwortung der wichtigen Frage des Zusammenhanges zwischen Ablation und Höhe (15) wird damit neues umfangreiches Material vorliegen.

Die zu lösende Hauptaufgabe wird die Deutung der festgestellten Massenänderungen aus festem Niederschlag und Wärmehaushalt sein. Die Grundlagen dazu wurden in den erwähnten Sonderuntersuchungen der Strahlungsverhältnisse und der Mikrometeorologie der eisnahen Luftschicht erarbeitet. Zur Erleichterung dieser Aufgabe wird seit Januar 1958 eine meteorologische Station beim Hochjochospiz in 2400 m Höhe in unmittelbarer Nähe von Hintereis- und Kesselwandferner betrieben, deren Beobachter auch den Schreibpegel im Gletscherbach (2290 m) zu betreuen hat. Die Ergebnisse dieser Station, zusammen mit den kürzeren Beobachtungsreihen der in den einzelnen Jahren unterhaltenen Wärmehaushaltsstationen, sollen es ermöglichen, die in Vent (1893 m) in einer Entfernung

von 10 km von den untersuchten Gletschern ganzjährig durchgeführten meteorologischen Beobachtungen für die Beurteilung der meteorologischen Verhältnisse im Gletschergebiet nutzbar zu machen.

Zur Ermittlung der Strahlungsverhältnisse auf den Gletschern wurde mit dem Tagbogenmesser von W. Schmidt*) die effektiv mögliche Sonnenscheindauer für das ganze Gebiet des Hintereisferners im Jahre 1954 und für das des Kesselwandferners im Jahre 1958 an etwa 100 Punkten bestimmt. Es wird nun erforderlich sein, die wahre Gletscheroberfläche durch eine Anzahl von Flächen gleicher Neigung und Orientierung anzunähern. Zusammen mit den Beobachtungen der relativen Sonnenscheindauer in Vent und der Globalstrahlung am Hochjochospiz und an den einzelnen Wärmehaushaltsstationen, und unter Berücksichtigung der Schneebedeckung der Gletscherflächen (über die laufende Notizen vorliegen) und der zahlreichen Albedomessungen sollte es möglich sein, die Strahlungsbilanz der Gletscherflächen zumindest für bestimmte Zeiträume anzugeben. Dieser Weg mag mühsam, aber unter kritischer Berücksichtigung der Ergebnisse sämtlicher Einzelstudien grundsätzlich gangbar sein, um den Strahlungsanteil am Wärmeumsatz der gesamten Gletscheroberfläche zu erhalten. Der Umsatz von fühlbarer und latenter Wärme müßte sich sodann als Differenz aus dem beobachteten Massenhaushalt ergeben.

Der neue Schreibpegel konnte in unmittelbarer Nähe der Gletscherenden eingerichtet werden, daher ist der unvergletscherte Geländeanteil am Einzugsgebiet nicht groß. Da der Niederschlag im gleichen Gebiet zuerst durch fünf, jetzt durch vier Totalisatoren überwacht wurde, wird sich zumindest für ausgewählte Zeitabschnitte ohne Schneerücklage eine Aussage zum Problem der Gebietsverdunstung machen lassen. Auch für die Beantwortung anderer wichtiger Fragen, über die wir heute noch wenig wissen (39) und für deren detailliertes Studium das Einzugsgebiet des langjährig registrierenden Pegels in der Venter Ache mit fast 165 km² Fläche (davon etwa 75 km² vergletschert) viel zu groß ist (Winterwasser, Tagesgang des Abflusses, Beziehung zu Witterungsperioden bestimmten Charakteren) wird wertvolles Material vorliegen.

Wird das in zehn Jahren gesammelte Beobachtungsmaterial auch nicht genügen, um alle diese Fragen zu beantworten, so wird ein vertiefter Einblick in die Zusammenhänge zwischen Massen- und Energiehaushalt sowie Niederschlag und Abfluß aus einem teilweise vergletscherten Einzugsgebiet in jedem Falle zu erwarten sein.

Zum Schluß gilt mein Dank allen treuen und begeisterten Mitarbeitern, die viele Unbequemlichkeiten freiwillig auf sich genommen haben, allen voran W. Ambach, der die Arbeiten im Jahre 1957 geleitet hat. Die erforderlichen Mittel wurden im wesentlichen von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften zur Verfügung gestellt; durch Beihilfen haben sich beteiligt: der Österreichische Hydrographische Dienst, der Österreichische Alpenverein, die Studiengesellschaft Westtirol und der Sonnblickverein. Dafür sei auch an dieser Stelle gebührend gedankt.

Literatur

- (1) Ambach, W.: Über den nächtlichen Wärmeumsatz der gefrorenen Gletscheroberfläche. Diss. Innsbruck 1953 u. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. A 8, 411—426 (1955) und Ref. Z. Gletscherkde. 3, 247 (1956)

*) Für die leihweise Überlassung dieses Gerätes bin ich Herrn Dr. F. Sauberer von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien zu größtem Dank verpflichtet.

- (2) Ambach, W.: Über die Strahlungsdurchlässigkeit des Gletschereises. S.-B. Wiener Akad. Math.-nat. Kl. Abt. II 164, 483—494 (1955)
- (3) Ambach, W.: Eine einfache Methode zur Dichtebestimmung von lufthaltigen Eisproben. S.-B. Wiener Akad. Math.-nat. Kl. Abt. II 165, 127—131 (1956)
- (4) Ambach, W.: Zur Bestimmung des Luft- und Schmelzwassergehaltes des Gletschereises. Z. Gletscherkde. 3, 297—304 (1956)
- (5) Ambach, W.: Ein Strahlungsempfänger mit kugelförmiger Empfängerfläche zur Ermittlung des Extinktionskoeffizienten in Gletschern. Österr. Akad. Wiss. Anz. math.-nat. Kl. 1957, Nr. 11, 239—240
- (6) Ambach, W.: Ein Strahlungsempfänger mit kugelförmiger Empfängerfläche zur Bestimmung des Extinktionskoeffizienten in Gletschern. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. B 8, 433—441 (1958)
- (7) Ambach, W.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Lichtstreuung in Gletschereis. Österr. Akad. Wiss. Anz. math.-nat. Kl. 1958, Nr. 9, 140—141 u. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. (im Druck)
- (8) Ambach, W.: Zur Bestimmung des Schmelzwassergehaltes des Schnees durch dielektrische Messungen. Z. Gletscherkde. 4, 1—8 (1958)
- (9) Ambach, W.: Messungen der Strahlungsextinktion mittels eines kugelförmigen Empfängers in der oberflächennahen Eisschicht eines Gletschers und in Altschnee. (Zus. m. H. Mocker) Österr. Akad. Wiss. Anz. math.-nat. Kl. 1958, Nr. 12, 189—190 u. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. (im Druck)
- (10) Ambach, W.: Die Bedeutung des aufgefrorenen Eises für den Massen- und Energiehaushalt der Gletscher. Österr. Akad. Wiss. Anz. math.-nat. Kl. 1958, Nr. 12, 191—192 u. Z. Gletscherkde. (im Druck)
- (11) Blümcke, A. u. Heß, H.: Untersuchungen am Hintereisferner. Wiss. Erg.-H. z. Z. Dt. u. Österr. Alpenverein 1, H. 2 (1899)
- (12) Dirmhirn, I. u. Trojer, E.: Albedountersuchungen auf dem Hintereisferner. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. B 6, 400—416 (1955)
- (13) Ekhart, E.: Beitrag zur Kenntnis der Niederschlagsverhältnisse der Hochalpen. Z. angew. Meteor. 56, 311 (1939)
- (14) Ekhart, E.: Die klimatischen Verhältnisse des Venter Tales. In: Das Venter Tal. Herausgeg. v. Zweig Mark Brandenburg d. Dt. Alpenvereins, München 1939
- (14a) Ekhart, E.: Zum Klima des Ötztales. Meteor. Z. 56, 347—349 (1939)
- (15) Finsterwalder, R.: Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückganges an Ostalpengletschern. Z. Gletscherkde. 2, 189—239 (1953)
- (16) Förtsch, O. u. Schneider, H. J. u. Vidal, H.: Seismische Messungen auf dem Gepatsch- und Kesselwandferner in den Öztaler Alpen. Gerlands Beitr. Geophys. 64, 233—261 (1955)
- (17) Förtsch, O. u. Vidal, H.: Die Ergebnisse der seismischen Messungen auf dem Hintereisferner in den Öztaler Alpen 1954. Gerlands Beitr. Geophys. 65, 45—70 (1956)
- (18) Förtsch, O. u. Vidal, H.: Glaziologische und glazialgeologische Ergebnisse seismischer Messungen auf Gletschern der Öztaler Alpen 1953/54. Z. Gletscherkde. 3, 145—169 (1956)

- (19) Förtsch, O. u. Vidal, H.: Vorausberechnung des Rückganges der Ostalpengletscher. Veranschaulicht am Hintereisferner (Öztaler Alpen). *Z. Gletscherkde.* **3**, 171—180 (1956)
- (20) Haeuser, J.: Niederschlagsmessungen am Hintereis- und Vernagtferner. *Meteor. Z.* **49**, 314 (1932)
- (21) Hoinkes, H. u. Untersteiner, N.: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern I. Vernagtferner (Öztaler Alpen), August 1950. *Geogr. Ann.* **34**, 99—158 (1952)
- (22) Hoinkes, H.: Zur Mikrometeorologie der eisnahen Luftschicht. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. B* **4**, 451—458 (1953) u. *Ref. Wetter u. Leben* **5**, 33—34 (1953)
- (23) Hoinkes, H.: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern II. Hornkees (Zillertaler Alpen), Sept. 1951. *Geogr. Ann.* **35**, 116—140 (1953)
- (24) Hoinkes, H.: Gletscherschwund, Wissenschaft und Wirtschaft. *Die Pyramide* **1954**, H. 1
- (25) Hoinkes, H.: Beiträge zur Kenntnis des Gletscherwindes. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. B* **6**, 36—53 (1954)
- (26) Hoinkes, H.: Der Einfluß des Gletscherwindes auf die Ablation. *Z. Gletscherkde.* **3**, 18—23 (1954)
- (27) Hoinkes, H.: Neue Niederschlagszahlen aus den zentralen Öztaler Alpen. 49.—50. Jber. *Sonnblickverein f. d. Jahre 1951—52*, 19—27 (1954)
- (28) Hoinkes, H.: Über glazial-meteorologische Arbeiten im Sommer 1952 (Vorläuf. Mitt.). *Österr. Akad. Wiss. Anz. math.-nat. Kl.* **1954**, Nr. 15, 219—225
- (29) Hoinkes, H.: Measurements of Ablation and Heat Balance on Alpine Glaciers. With some remarks on the cause of glacier recession in the Alps. *J. Glaciol.* **2**, 497—501 (1955)
- (30) Hoinkes, H.: Über den Wärmehaushalt horizontaler Gletscherflächen in den Alpen. *Meteor. Abh. Fr. Univ. Berlin* **2**, 53—62 (1955) u. *Ref. Phys. Verh.* **4**, 231 (1953)
- (31) Hoinkes, H.: Über Messungen der Ablation und des Wärmeumsatzes auf Alpengletschern, mit Bemerkungen über die Ursachen des Gletscherschwundes in den Alpen. *Ass. Internat. d'Hydrolog. Ass. Gen. de Rome*, Tome IV, 442—448 (1956)
- (32) Hoinkes, H.: Über den Zusammenhang zwischen Temperaturgradient und Temperaturunruhe (Vorl. Mitt.) *Ber. Dt. Wetterd.* Nr. 22, 16—18 (1956)
- (33) Hoinkes, H.: Die Bedeutung des aufgefrorenen Eises (superimposed Ice) für die Entstehung von Kryokonitlöchern. *Z. Gletscherkde.* **3**, 305—312 (1956)
- (34) Hoinkes, H.: Über die Schneumlagerung durch den Wind (ein Beitrag zur Frage der Beurteilung der Leistungsfähigkeit von Niederschlagstotalisatoren im Hochgebirge) 51.—53. Jber. *Sonnblickverein f. d. Jahre 1953—55*, 27—32 (1957)
- (35) Hoinkes, H.: Über ein neues Instrument zur Messung der Strahlungsdurchlässigkeit von Gletschereis oder Schnee. *Météorologie* **1957**, 45—46, 335—337
- (36) Hoinkes, H.: Zur Bestimmung der Jahresgrenzen in mehrjährigen Schneeanstimmungen. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. B* **8**, 56—60 (1957)
- (37) Jaffé, A.: Aus der neueren Alpen-Gletscherforschung. *Die Pyramide* **1957**, H. 9/10
- (38) Jaffé, A.: Beiträge zur Kenntnis der Strahlungseigenschaften des Gletschereises. *Diss. Innsbruck* **1959**
- (39) Lanser, O.: Über Abflußspenden und Hochwässer vergletschter Einzugsgebiete. *Österr. Wasserwirtschaft* **7**, 99—105 (1955)
- (39a) Lernhart, J.: Die Wasserführung der Rofner- und Niedertaler Ache bei Vent im Öztale. *Mitt. Dt. u. Österr. Alpenverein* **1937**, 114
- (40) Mocker, H.: Untersuchungen über die Strahlungsextinktion auf einem Ostalpengletscher. Im Anhang: Eine Methode zur Temperaturunruhemessung in der eisnahen Luftschicht. *Diss. Innsbruck* **1958**
- (41) Rudolph, R.: *Diss. Innsbruck* (noch nicht veröff.)
- (42) Schatz, H.: Nachmessungen im Gebiet des Hintereis- und Vernagtferners in den Jahren 1939—1950. *Z. Gletscherkde.* **2**, 135—138 (1952)
- (43) Schatz, H.: Nachmessungen am Hintereisferner. *Jährl. Berichte i. Z. Gletscherkde.* ab 1932
- (44) Schimpp, O.: Ablation, Akkumulation und Gletscherbewegung und die sich daraus ergebende Haushaltsberechnung am Hintereisferner in den Jahren 1952/53 und 1953/54. *Diss. Innsbruck* **1957**. *Ausz. Der Eishaushalt am Hintereisferner in den Jahren 1952/53 und 1953/54. Ass. Internat. d'Hydrolog. Ass. Gen. de Toronto* **1957**, *Comptes Rendus et Rapp. Tome IV*, 301—314 (1958)
- (45) Vidal, H.: Ergebnisse seismischer Eisdickenmessungen auf Gletschern der Öztaler Alpen und deren Bedeutung für die Wasser- und Energie-wirtschaft. *Österr. Wasserwirtschaft* **7**, 126—134 (1955)
- (46) Wagner, A.: Wege zur Erforschung der Gletscherschwankungen. *Mitt. Dt. u. Österr. Alpenverein*, **1937**, 251—253
- (47) Wagner, A.: Klimaänderungen und Klimaschwankungen. *Braunschweig* **1940**

2.2. Les conditions météorologiques de l'ablation sur le glacier de St. Sorlin (Eté 1957)

par

Charles-Pierre Péguy et Guy Blanchet

(avec 2 figures dans le texte)

Résumé

La superficie du glacier de St Sorlin (Savoie) est passée de 455 hectares en 1905 à 357 en 1957; son volume a diminué de plus de 110 M. m³. Le bilan de l'année 1957 a été négatif, le déficit entre l'alimentation et l'ablation s'étant élevé à 290 mm. Des mesures de radiation et d'albedo ont été faites. On montre le rôle important joué par les températures maxima dans l'ablation.

Zusammenfassung

Die Ausdehnung des Gletschers St. Sorlin (Savoyen) hat in den Jahren 1905 bis 1957 von 455 ha auf 357 ha abgenommen. Das Volumen hat sich um mehr als 110 000 m³ verringert. Die Bilanz des Jahres 1957 war negativ. Das Defizit zwischen Zuwachs und Ablation belief sich auf 290 mm. Es sind Messungen der Strahlung und der Albedo durchgeführt worden. Die Bedeutung der Temperaturmaxima für die Ablation wird aufgezeigt.

Abstract

The surface of the St. Sorlin glacier (Savoy) has receded from 455 hectares in 1905 to 357 hectares in 1957. Its volume has diminished for more than 110,000 m³. The balance of the year 1957 was negative. The deficit between increase and ablation amounted to 290 mm. Measurements of radiation and albedo have been carried out. The important rôle of the temperature maxima for the ablation has been pointed out.

Généralités

Situé sur le versant savoyard des Grandes-Rousses (Savoie), le glacier de Saint-Sorlin a fait l'objet durant l'été de 1957 de recherches systématiques menées sous la direction de l'un d'entre nous. Ces recherches intéressaient à deux titres la climatologie de la haute montagne: d'une part un levé topographique du glacier devait permettre par comparaison avec le levé effectué en 1905-06 par Flusin, Jacob et Offner d'évaluer la perte totale de substance liée au réchauffement du dernier demi-siècle; d'autre part, nous nous proposons en utilisant les données d'une station météorologique temporaire établie pour la circonstance, de déterminer avec quelques précisions le jeu des différents facteurs ayant pu agir sur l'ablation estivale pendant notre séjour.

Le premier point a fait l'objet d'un article publié par ailleurs (1) dont nous rappellerons ici seulement les conclusions: réduction de surfage du glacier de 455

à 357 hectares en 52 ans — réduction de volume plus difficilement chiffrable, mais dont l'ordre de grandeur paraît de 110 à 125 millions de m³ de glace —, abaissement moyen annuel du glacier de 58 Cm, soit l'équivalent d'une lame d'eau d'environ 500 mm., cette dernière valeur représentant la moyenne négative des bilans de la période considérée.

La marche de l'ablation au cours de l'été a été suivie à l'aide de balises implantées à la mi-juin (10 en tout), des sondages de densité permettant de transformer chaque lecture d'affleurement sur ces balises en "hauteur d'eau" équivalente. Huit relevés systématiques des balises furent effectués dans le courant de l'été; en outre deux stages — qui réunirent au total une trentaine de participants — eurent lieu du 31 juillet au 9 août et du 30 août au 10 septembre; ces stages donnèrent lieu à un travail plus fouillé comportant notamment, en ce qui concerne la météorologie, un enregistrement continu de la radiation globale.

Les conditions météorologiques de l'été 1957

La période estivale de 1957 a été caractérisée par la faible fréquence des situations anticycloniques: 23 jours au total de juin à septembre (contre 42 en moyenne dans la décennie 1947-56), dont 8 seulement à caractère continental (moyenne décennale: 27).

Les situations perturbées ont régné durant 99 jours, mais dans un grand nombre de cas, surtout vers la fin de l'été, la région alpine se trouvait seulement en bordure des courants perturbés.

D'autre part, les masses d'air d'origine maritime ont été présentes pendant 86 jours contre une moyenne de 74.

La température a été en générale inférieure à la normale; plus particulièrement en août et en septembre. A Grenoble, les moyennes de minima et des maxima et les écarts aux "normales" ont été les suivants:

	Minimum	Ecart	Maximum	Ecart
Juin	12 ⁰¹	+0 ⁰⁴	22 ⁰⁹	—0 ⁰⁷
Juillet	13 ⁰⁶	0 ⁰⁰	26 ⁰³	—0 ⁰³
Août	13 ⁰⁰	—0 ⁰¹	24 ⁰⁴	—1 ⁰⁴
Septembre	9 ⁰⁴	—1 ⁰⁴	21 ⁰⁵	—0 ⁰⁷

Des périodes très fraîches ont en effet marqué l'été, particulièrement dans la deuxième quinzaine de juillet, dans la deuxième quinzaine d'août (0⁰⁰ le 19 au lac Bramant, à 2425 m.; —0⁰⁴ le 29) et vers la mi-septembre par suite de l'invasion inhabituelle d'air arctique maritime: la température tombe à 2⁰³ à Lyon, 1⁰⁶ à Gre-

noble; il gèle à partir de 800 m. environ : 0°0 à Allemont, au Bourg-d'Oisans, à Lus-la-Croix-Haute, —3°5 à Valloire (1300 m.) —5°0 à Bessans (1700 m.) et —6°0 à Névaiche (1660 m.). Le 14. la neige tombe par place jusque vers 1400 m.

Cependant, on a observé quelques périodes chaudes : du 18 au 21 juin, du 29 juin au 9 juillet (34°5 à Grenoble,

38°2 à Allemont, 37°4 au Chambon), du 1er au 10 août (31°8 à Grenoble, 34°5 à Allemont, 34°2 au Chambon, 16°9 au lac Bramant), enfin du 5 au 8 septembre (28°6 à Grenoble, 31° à Allemont, 14°1 au lac Bramant).

Les précipitations, généralement excédentaires en juin et en Juillet ont été le plus souvent déficitaires en août et en septembre. Le tableau ci-dessous indique

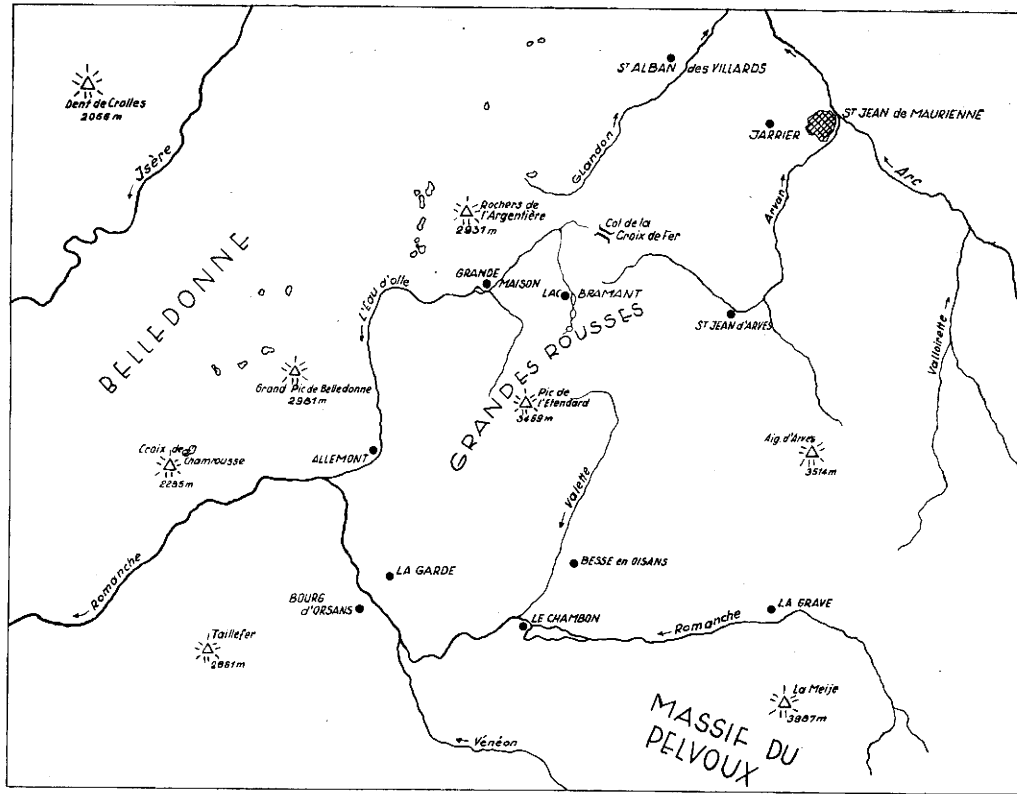


Fig. 1
Carte des postes climatologiques

les hauteurs d'eau recueillies au abords du massif des Grandes-Rousses*):

	Juin	Juillet	Août	Sept.
St Jean d'Arves (1285 m) ..	95,1	94,0	68,1	35,2
Jarrier (1080 m)	70,1	102,8	73,2	47,3
St Alban des Villards (1100 m)	81,9	133,3	138,7	72,5
La Grave (1780 m)	78,4	71,8	54,4	38,6
Le Chambon (1050 m)	75,7	62,0	37,9	38,8
Besse-en-Oisans (1470 m) .	66,8	80,5	55,1	47,7
Bourg-d'Oisans (720 m) ..	108,4	76,0	48,2	36,2
La Garde (1090 m)	105,2	73,7	51,8	55,3
Allemont (772 m)	126,1	103,7	79,4	93,4
La Grande-Maison (1590 m)	140,5	142,9	179,6	90,1
Lac Bramant (2425 m)	—	—	157,5	—
Grenoble (220 m)	121	84	77	41

Le fonctionnement pendant plus d'un mois de la station du lac Bramant (2425 m) a permis de faire d'utiles comparaisons de température avec la station de Grenoble-Eybens (220 m) située 35 km. à l'ouest à vol d'oiseau.

Durant le mois d'août, les moyennes ont atteint les valeurs suivantes dans les deux stations:

*) La plupart de ces renseignements nous ont été aimablement communiqués par le Centre Hydrométéorologique de l'E.D.F. à Lyon.

	Minimum	Maximum	Moyenne	Minimum absolu	Maximum absolu
Grenoble:	1300	2404	1807	604	3108
Lac Bramant:	500	1107	8035	—004	1609

Le gradient thermique a une valeur moyenne de 0°47 par 100 m., soit 1° par 210 m.; le gradient est plus faible pour les minima (0°36 par 100 m.) que pour les maxima (0°58).

Esquisse d'une Evolution détaillée de l'ablation globale

Nous appelons ablation globale entre les dates J1 et J2 la hauteur d'eau moyenne provenant de la fonte du glacier pour la période considérée. (La fusion de 4 000 mètres cubes d'eau sur un glacier de 4 kilomètres carrés représenterait ainsi l'équivalent d'une lame de 1 mm. d'eau supposée répartie uniformément sur le glacier). Pratiquement, cette ablation globale se calcule en deux temps: on établit d'abord d'après les observations réelles la courbe de la variation de l'ablation en fonction de l'altitude pour l'intervalle de temps J1 — J2. On multiplie ensuite les hauteurs d'eau libérées pour chaque tranche d'altitude déterminée par l'extension en surface de ces tranches.

Voici un exemple numérique d'application de cette méthode:

Ablation globale du 2 au 8 Août (en mm. d'eau)

Altitudes	Lame de fusion moyenne	Répartition des surfaces	Produite partiels
moins de 2 700 m.	600	7,8	4 800
2 700 à 2 800 m.	420	19,3	8 106
2 800 à 2 900 m.	270	23,2	6 264
2 900 à 3 000 m.	228	24,4	5 563
3 000 à 3 100 m.	186	14,7	2 734
3 100 à 3 200 m.	144	5,3	763
plus de 3 200 m.	108	5,3	572
		100,0	28 682

L'ablation globale s'est donc élevée à près de 287 mm. d'eau, soit 48 mm. par jour.

La totalisation de ces lames d'eau moyennes depuis le début de la période estivale d'ablation conduit à la représentation graphique que nous proposons (fig. 2), représentation arbitraire peut-être en certains détails, mais dont l'allure d'ensemble ne peut à notre sens être discutée. Une valeur de l'ablation a été estimée pour la période du 28 mai au 19 juin, d'après des observations faites au glacier voisin de Sarennes, observations qui nous ont été communiquées grâce à l'obligeance de Monsieur Garavel; c'est le niveau ainsi restitué du glacier qui a été retenu comme origine des ordonnées, origine d'ailleurs largement conventionnelle.

Le début de la phase d'ablation estivale a été en 1957 d'une extraordinaire brutalité. Le plan de travail de notre groupe comportait une évacuation complète du glacier entre le 23 juin, fin de la période dite d'implantation et le 30 juillet. Mais le 30 juin commençait dans toute la France une période anormalement chaude qui devait durer jusqu'au 9 juillet (moyenne des maxima à Grenoble pour ces 13 jours : 31°1). Le directeur du stage inquiet d'une température qui risquait de provoquer

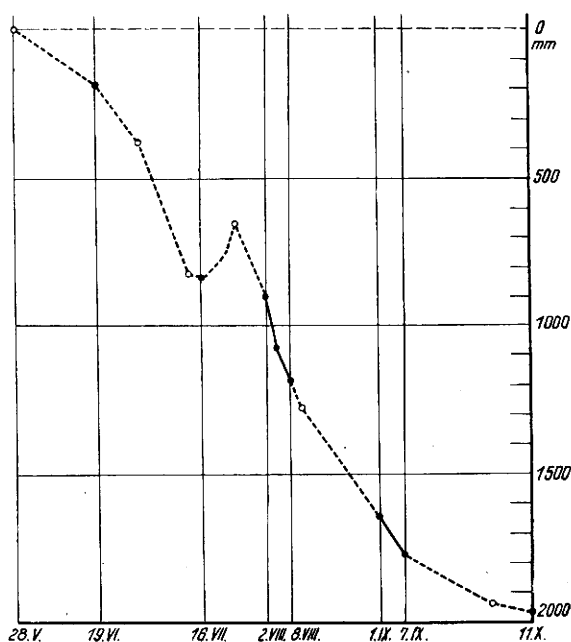


Fig. 2
Lames d'eau de fusion (Eté 1957)

une ablation exorbitante au point de déchausser certains jalons décida de revisiter ceux-ci dès le 16 juillet. A cette date, l'ablation avait effectivement atteint à la cote 2 800 mm. près de 800 mm. en 27 jours (lame de fusion moyenne: 30 mm. par jour) et le réchauffement

avait suffisamment gagné les régions supérieures elles-mêmes du glacier pour porter l'ablation moyenne globale pour l'ensemble du glacier à 24 mm. par jour.

Mais cette visite du 16 juillet coïncida avec le début d'une période de mauvais temps: la limite inférieure de la neige fraîche descendit vers 2500 mètres dans la nuit du 20 au 21, vers 2 100 mètres la nuit suivante et jusqu'au 24 la fonte resta faible au-dessus de 2 800 mètres*).

Ainsi lors du 3ème relevé systématique des balises effectué le 2 août, eûmes-nous la surprise de nous trouver en face d'une ablation globale très faible: 66 mm. en 17 jours, valeur ridiculement basse pour le plein été. Pourtant les observations météorologiques effectuées dans les vallées ne paraissent pas montrer que les températures aient été pour cette période spécialement déficientes. Nous sommes donc amenés à penser que le faible abaissement du niveau du glacier constaté entre le 16 juillet et le 2 août, provient essentiellement d'une alimentation hors saison qui a pu atteindre une valeur de 150 à 200 mm. d'eau et qui est venu bloquer pour un temps le jeu normal de l'ablation au détriment de la vieille neige ou de la glace.

Du 2 au 8 août, la phase d'ablation la plus intense de tout l'été — 48 mm. d'eau en moyenne par jour d'ablation globale pour l'ensemble du glacier — se produisit au moment même où le plus grand nombre de participants du stage se trouvaient réunis au lac Bramant. Nous reviendrons dans la 4ème partie de cette communication sur quelques observations faites pendant cette période.

Enfin, la seconde partie de l'été devait témoigner comme il fallait s'y attendre, d'un ralentissement progressif de l'ablation. La première semaine de septembre vit ainsi une ablation égale à la moitié seulement de celle observée au cours de la première semaine d'août. Vers la mi-septembre, un refroidissement sensible provoqua des chutes de neige jusqu'à des altitudes assez basses. Quant aux données du 11 octobre**), elles peuvent être considérées comme constituant le terme du cycle d'ablation: à cette date, une couche de 20 cm. qui n'a vraisemblablement pas dû fondre recouvrait le glacier au-dessus de 2 900 mètres.

Au total, l'ablation globale cumulée pour l'ensemble de la période estivale s'est élevée, d'après nos évaluations, à 1 970 mm. ou, si l'on préfère, à 1 970 000 m³ d'eau au km². Comme d'autre part, la valeur moyenne du stock de neige au début de juin a pu être évaluée à 1 680 mm., la différence entre ces deux valeurs constitue le bilan dont le caractère négatif n'est pas pour nous surprendre.

$$1\ 680 - 1\ 970 = - 290\ \text{mm.},$$

soit 190 000 m³ d'eau par km²

Le déficit ainsi constaté est très nettement inférieur au déficit moyen des années 1905 — 1957, puisque des mesures topographiques ont décelé pour cette période une perte de substance du glacier correspondant à un déficit moyen d'environ 500 mm. d'eau. Nous serions ainsi actuellement en face d'une retraite du glacier plutôt que d'une débâcle.

Mais cette conclusion relativement optimiste que l'on serait tenté de tirer de l'analyse globale du bilan doit être sérieusement nuancée quand on considère mois par mois, comme nous avons tenté de le faire, la marche de l'ablation. C'est en effet la brève phase d'alimentation

*) Observations obligeamment communiquées par M. Hamelin, Professeur de Géographie à l'Université Laval de Québec.

**) Relevés effectués par M. l'Ingénieur des Eaux et Forêts Garavel.

“hors saison“ de la fin de juillet qui paraît surtout responsable de cette ablation totale relativement modérée. Sans cet incident, le déficit observé pour l'année budgétaire 1956 — 57 aurait certainement été bien plus voisin du déficit “moyen“ du demi-siècle antérieur.

L'analyse factorielle de l'ablation

Des enregistrements de température et d'humidité relative furent effectués à deux reprises pendant quelques jours sur le glacier lui-même. Mais ces périodes s'étant révélées trop courtes, nous avons préféré rechercher systématiquement les corrélations pouvant exister entre l'ablation et divers paramètres météorologiques observés à la station de base, à 2 425 mètres.

Les deux paramètres qui se sont révélés les plus satisfaisants à cet égard sont les températures maxima diurnes et la radiation globale (coefficient de corrélation voisin de 0,90). La corrélation est beaucoup moins satisfaisante entre l'ablation et les températures minima diurnes (0,74). Il semble qu'une formule approchée permette de reconstituer l'ordre de grandeur de l'ablation pour une journée donnée, en décomposant cette ablation en deux parties dont l'une serait proportionnelle à la radiation globale et l'autre une fonction linéaire de la température maximum. Mais nos données ne sont pas assez nombreuses pour que nous puissions proposer des paramètres numériques.

Notre outillage de mesure de la radiation globale nous a incités à tenter quelques évaluations de la radiation diffuse seule, en masquant le soleil par un cache approprié, donc par voie de différence, de la radiation solaire seule. Le pourcentage radiation solaire / radiation globale s'est élevé à 88% pour la moyenne de nos observations par ciel clair, et encore à 72% par ciel nuageux 3/8 par fracto-cumulus proches du sol. Ce chiffre souligne bien le rôle de l'exposition en montagne; le milieu de haute altitude pouvant être défini comme un milieu où l'ombre est froide.

Des mesures d'albedo ont d'autre part conduit à des valeurs variant de 0,63 sur le névé (en août à 0,13 sur la glace sale de la langue. Mais les valeurs les plus fortes ont été observées en septembre sur de la glace de

recongélation : 0,65 le 4 septembre. Cette grande variabilité de l'albedo nécessiterait, pour une estimation un peu fouillée de l'effet des radiations solaires, un calcul préalable de l'albedo moyen de l'ensemble de glacier.

Nous remarquerons en terminant que nos observations de 1957 paraissent assigner en tout cas aux variations de températures sur le glacier de Saint Sorlin le rôle d'un facteur plus important que celui que l'un de nous lui avait reconnu en Islande (2). A L'Hofsjokull, en effet l'ablation observée en août 1954 s'était révélée, à températures égales, inférieure de moitié à celle observée en juillet, l'effet de la durée de l'insolation étant alors déterminant. Rien de tel à Saint Sorlin où la chute de l'ablation diminuée de près de moitié entre les périodes de référence du 1er au 8 août et du 1er au 7 septembre, coïncide au contraire avec une valeur soutenue de la radiation globale, mais par contre, avec une baisse de 6° des températures moyennes.

La contradiction n'est qu'apparente si l'on songe à la différence de latitude de quelque 20° existant entre les deux glaciers. En Islande, la diminution de la radiation globale se fait, sur la durée de juillet ou d'août, relativement bien plus forte que dans les Alpes. D'autre part l'amplitude diurne de la température y est plus faible que sur un glacier alpin; or, nous savons que des maxima encore élevés permettent à l'ablation de se soutenir tard dans l'automne même s'il gèle déjà la nuit. Ainsi, les conditions cosmiques tendent-elles à mettre l'accent, d'un côté sur le facteur radiation, de l'autre sur le facteur température (plus précisément températures maxima) dans le cadre d'une même loi générale dont il reste à préciser les termes numériques.

Bibliographie

- (1) Péguy, Ch. P.: Quelques enseignements de l'analyse morphométrique du Glacier de St. Sorlin. *Rev. Geogr. Alpine* 1958, 405 — 413
- (2) Péguy, Ch. P.: Mesures d'ablation au Hofsjokull (Islande) en 1954. *Ass. Un. Internat. Géodésie et Géophys.* Toronto, 1957. *Comm. des neiges et glaces*, 309 — 313.

2.3. Zur dielektrischen Bestimmung des Schmelzwassergehaltes einer Schneedecke

von

Walter Ambach

(mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle im Text)

Zusammenfassung

Das Prinzip der Methode besteht darin, daß ein System von Platten, die in die Schneeprobe eingerammt werden, zusammen mit der Schneeprobe als Dielektrikum einen Kondensator bildet. Die Kapazität dieses Kondensators hängt von seinen geometrischen Abmessungen und der Dielektrizitätskonstante der Probe ab. Bei verschiedener Zusammensetzung der Schnee-Wasser-Gemische ergeben sich verschiedene Kapazitäten, aus denen nach Eichung des Gerätes der Schmelzwassergehalt der Probe angegeben werden kann.

Es werden Laborversuche mitgeteilt, die zur Ermittlung der günstigsten Meßbedingungen angestellt wurden.

Im zweiten Teil des Referates wird über Messungen der aufgefrorenen Eisschicht, die sich aus dem Schmelzwasser der Schneedecke bildet, im Vergleich mit Messungen des winterlichen Eisfrostedes berichtet. Ferner wird die Bedeutung des aufgefrorenen Eises für den Massen- und Energiehaushalt eines Gletschers besprochen.

Abstract

The method consists of the measurement of the capacity of a condenser whose dielectric is the sample of snow to be tested. Since the dielectric constant is a function of the liquid content of the snow, the apparatus may be used to measure this liquid content, once it has been calibrated.

We also report the laboratory work in which the best measuring situation was determined.

In the second part of this article we have reported comparative measurements of superimposed ice heat of fusion, with the winter heat loss of glacier. Finally we discuss the meaning of the superimposed ice for the mass and energy budget of the glacier.

Im Zusammenhang mit dem Abbau der winterlichen Schneedecke ist es interessant, deren Schmelzwassergehalt zu bestimmen. Dazu wird ein System von Platten in die Schneeprobe eingerammt. Die Platten bilden zusammen mit der Schneeprobe als Dielektrikum einen Plattenkondensator, dessen Kapazität vom Schmelzwassergehalt der Schneeprobe wesentlich abhängt. Schnee-Wasser-Gemische verschiedener Zusammensetzung geben veränderte Kapazitäten, die in einer Brückenschaltung gemessen werden. Nach Eichung des Gerätes kann der Schmelzwassergehalt der Schneeprobe angegeben werden.

Zur Erzielung optimaler Meßbedingungen mußten folgende meßtechnische Probleme näher untersucht werden:

1.) Die Kondensatorart und die Methode der Kapazitätsbestimmung: Es erwies sich als vorteilhaft, eine Brücken-Substitution-Schaltung zu verwenden. Als Meßkondensator wird ein Plattenkondensator aus 4 Platten benützt.

2.) Der Einfluß des elektrolytischen Gleichstromwiderstandes auf die Meßgenauigkeit: Durch den Gleichstromwiderstand der Schneeprobe ergibt sich ein erheblicher Verlustwiderstand, der insbesondere bei niederen Meßfrequenzen störend wirkt. Zur Isolierung wurden die Kondensatorplatten in Plexiglas eingekittet.

3.) Der Einfluß des Wechselstromverlustes (Wirkwiderstand) auf die Meßgenauigkeit: Dazu wurde der Frequenzgang der Kapazität und des Wirkwiderstandes eines Schnee-Wasser-Gemisches aufgenommen. Es zeigt sich dabei, daß der parallel-geschaltete Verlustwiderstand im Frequenzbereich $2 \cdot 10^4$ bis $6 \cdot 10^4$ Hz ein Minimum besitzt und die Kapazität (Dielektrizitäts-

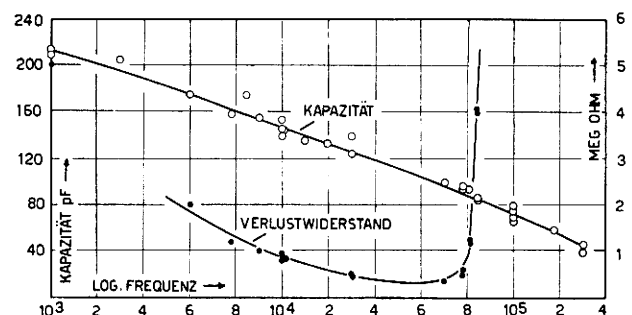


Abb. 1

Der Frequenzgang der Kapazität und des parallelgeschalteten Verlustwiderstandes bei einem Schnee-Wasser-Gemisch.

konstante) sich in weiten Grenzen ändert (Abb. 1). Als günstige Meßfrequenzen ergeben sich daraus $\nu = < 5 \cdot 10^3$ Hz und $\nu = > 10^5$ Hz.

Niedere Meßfrequenzen besitzen den Vorteil, daß die Beträge der Kapazität und deren Zunahme mit dem Schmelzwassergehalt größer sind. Dies beruht auf der Tatsache, daß trockenes Eis bei niederen Frequenzen eine sehr hohe Dielektrizitätskonstante (ca. 100) besitzt. Der Nachteil ist jedoch, daß die Kapazität des Meßkondensators bei trockenen Schneeproben bereits

von der Dichte der Schneeprobe abhängen kann. Erst bei hohen Meßfrequenzen wird die Dielektrizitätskonstante des trockenen Eises klein (ca. 3) und damit die Kapazität einer trockenen Schneeprobe praktisch unabhängig von deren Dichte. Allerdings muß zur Erzeugung der hohen Meßfrequenz ein elektronisches Gerät benützt werden. Die beschriebene Schneekondensatormethode wird derzeit am Hintereisferner angewendet. Ein Bericht darüber erfolgt nach Abschluß der Feldarbeiten.

Im zweiten Teil des Referates wird über Messungen der aufgefrorenen Eisschicht, die sich aus dem Schmelzwasser der Schneedecke bildet, berichtet und gleichzeitig wird die Bedeutung des aufgefrorenen Eises für den Massen- und Energiehaushalt des Gletschers besprochen.

Wenn das Schmelzwasser, das durch die Schneedecke sickert, auf die noch kalte, wasserundurchlässigen Gletscheroberfläche trifft, dann friert dort ein Teil des Schmelzwassers auf und bildet so eine Schicht von aufgefrorenem Eis. Während des Frierens wird Schmelzwärme frei, die dazu verwendet wird, um den Winterfrost des Eises zu kompensieren und damit das Gletschereis gleichzeitig von der winterlichen Abkühlung auf den isothermen Zustand aufzuheizen. Die Bedeutung der so gebildeten aufgefrorenen Eisschicht für den Massen- und Energiehaushalt eines Gletschers kann in vier Punkten zusammengefaßt werden:

1.) Die Eisdicke des Gletschers hat sich um die Höhe des aufgefrorenen Eises vermehrt. Mit einer Sonde wird demnach die Schneetiefe um die Dicke der aufgefrorenen Eisschicht geringer gemessen als vor deren Bildung. Auch an eingesetzten Pegelstangen wird die Schneetiefe ohne Berücksichtigung des aufgefrorenen Eises fehlerhaft ermittelt.

2.) Der Energiebetrag, der zum Abbau der winterlichen Schneedecke benötigt wird, ist nicht identisch mit dem Energiebetrag, der zur Wiederherstellung der vorjährigen Eisoberfläche aufgewendet werden muß, weil zur vollständigen Kompensation des winterlichen Auftrages auch die aufgefrorene Eisschicht geschmolzen werden muß. Es ergibt sich daraus die Feststellung, daß die winterliche Schneedecke im Idealfall weimal geschmolzen werden kann. Dieser Idealfall wäre dann verwirklicht, wenn das gesamte aus der Schneedecke stammende Schmelzwasser durch Eisfrost noch einmal gefroren werden kann.

3.) Bei der Angabe der Firnlinie können sich, insbesondere an schwach geneigten Gletschern, größere Differenzen ergeben, je nachdem das aufgefrorene Eis zum vorjährigen Auftrag gezählt wird oder nicht.

4.) Die Bildung von Eislamellen in der Firndecke und die Bildung des aufgefrorenen Eises an der Gletscheroberfläche ist auf Alpengletschern ein wesentlicher Vorgang bei der Umsetzung des Firns in Gletschereis.

Um die bei der Bildung des aufgefrorenen Eises freiwerdende Schmelzwärme zahlenmäßig mit dem im Gletschereis enthaltenen Frostbetrag vergleichen zu können, wurden am Hintereisferner (Öztaler Alpen) Messungen der Eistemperaturen im Gletscher durchgeführt. Dazu wurden bereits im Herbst nach Abschluß der Ablationsperiode Thermolemente bis 300 cm Tiefe in das Eis eingesetzt. An vier Meßstellen in verschiedenen Höhenlagen (2520 m, 2660 m, 2720 m und 2820 m ü. d. M.) wurden im Spätwinter 1957 und 1958 insgesamt 14 Eisfrostmessungen durchgeführt. Abb. 2

gibt ein Beispiel eines solchen Temperaturprofils zu verschiedenen Zeitpunkten.

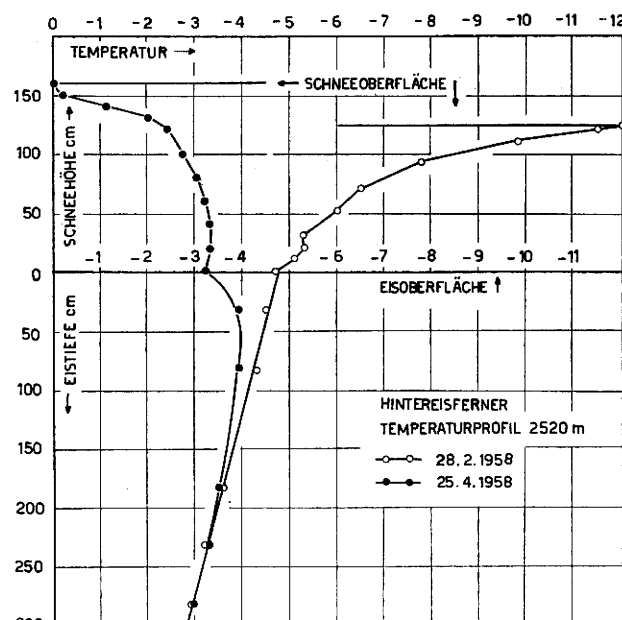


Abb. 2

Das Temperaturprofil in der Schneedecke und im Eis bei der ersten und letzten Messung in 2520 m Seehöhe.

Die Dicke des aufgefrorenen Eises kann im Frühsommer gemessen werden, solange noch Firnbedeckung vorhanden ist. Zur einwandfreien Feststellung der Dicke des aufgefrorenen Eises wurde bereits im Winter die vorjährige Eisoberfläche mittels Farbpulvers markiert.

Die Berechnung des Eisfrostes erfolgt nach der Formel

$$F = \rho \cdot c \int_{z=0}^{z=\infty} T(z) dz \quad \text{cal/cm}^2$$

Darin bedeutet ρ die Dichte und c die spezifische Wärme des Eises. $T(z)$ ist das Temperaturprofil im Gletschereis.

Dieser Energiebetrag wird mit der freigewordenen Schmelzwärme verglichen, die nach der Formel

$$Q = (\rho_{\text{Eis}} - \rho_{\text{Schnee}}) \cdot s \cdot h \quad \text{cal/cm}^2$$

ermittelt wird. ρ bedeutet darin die Dichte, s die Schmelzwärme des Eises und h die Dicke der aufgefrorenen Eisschicht.

Tab. 1 gibt einen Überblick über diese Energiebeiträge. In jedem Fall ist der Betrag der Schmelzwärme kleiner als der Eisfrost. Dies bedeutet, daß ein erheblicher Prozentsatz des Frostes durch Wärmeleitung verlorengegangen ist.

Die Feldarbeiten wurden durch die Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien, unterstützt; dafür sei auch an dieser Stelle gebührend gedankt.

Ausführliche Mitteilungen über die Bedeutung des aufgefrorenen Eises für den Massen- und Energiehaushalt eines Gletschers und über die Bestimmung des Schmelzwassergehaltes des Schnees durch dielektrische Messungen erfolgen in der Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie (im Druck). Dort werden auch ausführliche Literaturhinweise gegeben.

Tab. 1
Gemessener Frostbetrag im Eis, die Dicke der aufgethorenen Eisschicht
und die freigewordene Schmelzwärme

Meßstelle Seehöhe	Eisfrost		aufgethorenes Eis			Verlust durch Wärmeleitung in %
	Datum	Betrag	Datum	Dicke	Schmelz- wärme	
2520 m	18. 3. 57	1130 $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2}$	15. 6. 57	12.5 cm	660 $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2}$	47 %
	25. 4. 58	690 „	26. 5. 58	10.5 cm	550 „	20 %
2660 m	25. 4. 58	425 „	26. 5. 58	5.5 cm	270 „	36 %
2720 m	18. 3. 57	540 „	15. 6. 57	8.0 cm	380 „	30 %
	25. 4. 58	755 „	26. 5. 58	7.6 cm	370 „	51 %
2820 m	25. 4. 58	780 „	26. 5. 58	6.0 cm	290 „	63 %

Vergl. Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol. 4, 1 (1958)

2.4. Die Änderungen des Sommer-Bergwetters in den letzten Jahren und die Reaktion der Ostalpengletscher

von

Hanns Tollner

Zusammenfassung

In der Höhe von 3100 m stieg in den Sommermonaten die Häufigkeit des festen Niederschlages nahezu auf das Doppelte an. Die Sonnenscheindauer ging von mehr als 600 Stunden auf etwas über 400 zurück. Das Temperaturmittel des Sommers sank von $+1,8^{\circ}$ auf fast 0° C ab. Entsprechend dem zunehmend gletschergünstigen Verlauf der glazial-meteorologischen Elemente begannen die Zungenenden der großen Eisströme ihren Rückgang etwas abzuschwächen. Die hoch gelegenen Zungenränder kleinerer Gletscher blieben vielfach stationär oder rückten vereinzelt sogar auch geringfügig vor. Auf den Firnfeldern konnten stellenweise recht beträchtliche Jahresfirnrücklagen die sommerliche Ablationszeit überdauern. Im Gegensatz zu früheren Jahren erlitt jetzt der Eishalt der Gletscher zum Nachteil der Speicheranlagen von hochalpinen Elektrowerken kaum mehr Einbußen.

Abstract

In the altitude of 3100 m the frequency of the solid precipitation rised during the months of summerperiod to 100%. The period of sunshine decreased from more than 600 hours approximately to some above 400 hours. The mean-temperature of summertime dropped from $+1,8$ to near 0° C. Conform to the increasing and favorising glacial development of the glacial meteorological elements the ends of the tongues of big ice-streams begun to reduce their regress a little. The borders of smaller glaciers in high-levels remained mainly stationary or progressed even isolated for small amounts. On the firn-fields locally extended accumulations of annual firn could persist locally the ablation of summertime. In contrast to the past the ice-balance of the glaciers in the present time has not been effectes to the disadvantage of the basins of highalpin electric-works.

In der Allgemeinheit herrscht die Meinung, daß die Gletscher der Ostalpen gegenwärtig noch immer stark zurückgehen und kräftig an Substanz verlieren. Vor noch ganz kurzer Zeit berichtete die Presse von katastrophalem Eisschwund, vom Sterben der Gletscher, in 30 Jahren die Pasterze verschwunden usw. Wie sieht nun die Wirklichkeit aus?

Bis zum Jahre 1947 erlitten die Ostalpengletscher ohne Zweifel sehr starke Massenverluste. Ihre Zungen wichen bis zu dieser Zeit stark zurück und die Oberflächen der Firnfelder sanken jährlich bedeutend ein. In der Folgezeit wurden zwar bei den großen Eisströmen weitere starke Zungenverkürzungen festge-

stellt, auf den Firnfeldern hingegen begann ein Umschwung der Ernährungsverhältnisse einzutreten. Die Oberflächen der Firngebiete schwollen in unterschiedlicher Weise wieder etwas an und die kleineren Gletscher mit hochgelegenen Zungenenden in der Glockner- und Sonnblickgruppe wurden vielfach stationär oder rückten zum Teil sogar geringfügig vor.

Die Veränderungen im Firnfeldniveau und an den kleineren Gletschern wurden meist übersehen, weil das allgemeine Augenmerk in der Regel auf die Zungenenden großer Gletscher gerichtet ist, die immer noch, wenngleich auch zeitweise recht abgeschwächt, zurückweichen. Aus der Tatsache der anhaltenden mehr oder minder starken Verkürzung der ostalpinen Eisströme schloß man ohne genauere Kenntnis der Verhältnisse auf den Firnfeldern als den Speicherräumen der Gletscher auf ständig anhaltende große Massenverluste der vereisten Areale des ostalpinen Hochgebirges. Dieser Schluß war aber unrichtig.

Die Jahres-Eisbilanz eines Gletschers ergibt sich bekanntlich aus der Menge der Jahresfirnrücklagen hinsichtlich Mächtigkeit und Dichte auf den Firnfeldern minus Abschmelzverluste auf den Zungenflächen. Die Jahresbilanz der Gletscher in den Hohen Tauern fiel in den letzten Jahren ziemlich ausgeglichen aus. Bei mehreren kleineren Gletschern erwies sie sich mehrmals positiv. Auch die Pasterze ließ einmal sogar eine positive Jahres-Eisbilanz erkennen.

Das Anwachsen der Oberflächen der Firngebiete ließ sich übrigens stellenweise recht deutlich erkennen. Felsinseln, die aus den Firnfeldern herausahen, wurden niedriger und die Firndecken rückten gegen die Bergkämme vor. Die Gesamtgletscherkörper erhielten ein anderes Aussehen als früher. Die Oberflächen blieben reiner und wurden teilweise wesentlich spaltenärmer.

Das Aufhören der jährlichen starken Massenverluste der Gletscher in den letzten Jahren, das wie schon angedeutet, nicht recht erkannt wurde, zeitigte jedoch für die Elektrowerke des Hochgebirges schwere Folgen. Die Speicheranlagen hochalpiner Wasserkraftwerke erhielten in den letzten Jahren keine „Gletscherspende“ mehr, also Wasser aus der Substanz der Gletscher. Die Staubecken erhielten zuletzt auch nicht einmal mehr den ganzen Niederschlag ihres Einzugsgebietes, weil beträchtliche Teile des Niederschlages nicht abschmolzen, sondern in der Form einer starken Firnrücklage den Spätsommer überdauerten. Das Defizit an Zuflußwasser in die Speicherräume erreichte trotz reichlicher Jahres- und Sommerniederschläge

vielfach bis zu über 30 Prozent früherer Jahreswassermengen.

Im Sommer 1958 erlitten nach einer Reihe von Jahren die Gletscher der Glockner- und Sonnblickgruppe zum Vorteil der Wasserspeicher der Elektrowerke größere Massenverluste. Es sieht so aus, als ob wir an einer neuerlichen Wende des sommerlichen Bergwetters und des Gletscherverhaltens stünden.

Die Wasserkraftwerke des Hochgebirges sind aus energiewirtschaftlichen Gründen naturgemäß stark an der Kenntnis des jährlichen Eishaushaltes der Gletscher ihres Einzugsgebietes interessiert. Die jährlichen Eisbilanzen selbst erscheinen natürlich als Folge eines komplizierten Zusammenspiels verschiedener meteorolo-

gischer Elemente in der Hochgebirgsregion vor allem in den Sommermonaten.

Wir erkennen sehr deutlich ab 1951 eine Abnahme des sommerlichen Sonnenscheines auf dem Sonnblick von 600 auf etwas über 400 Stunden, einen Rückgang der Sommer-Temperatur von 2 Grad auf etwas über 0 Grad, ein Absinken des Luftdruckes und eine Zunahme des Sommerniederschlages. Mit diesen erwähnten Schwankungen zusammenhängend erfolgten eine merkliche Verstärkung der atmosphärischen Zirkulation und sehr deutliche Richtungsänderungen. Die Häufigkeit der Nordwinde ging auf ein Drittel zurück und jene der Westwinde auf die Hälfte. Die Zahl der Süd- und Südwestwinde stieg auf das Dreifache an und die Windstärke wuchs um rund 20 Prozent.

2.5. L'influence de l'exposition sur les variations des glaciers de la Vallée d'Aoste

par

Manfredo Vanni

(avec 5 figures dans le texte)

Résumé

Depuis plusieurs dizaines d'années, les variations des glaciers italiens ont comme caractéristique le phénomène de regression. On a étudié les nombreux glaciers de la Vallée d'Aoste, observant le marche des variations de leur superficie de 1929 à 1952, et il résulte de cette étude que l'exposition constitue un facteur de première importance, car pour les mêmes raisons pour lesquelles elle favorise plus ou moins l'ensoleillement, elle favorise également diversement l'ablation glaciaire. On calcule les pourcentages de diminution des superficies en tenant compte également de la superficie de chaque glacier, car la diminution en superficie est en rapport avec la superficie du glacier lui-même.

Le pourcentage de minution des glaciers de la Vallée d'Aoste par rapport à leur superficie et à leur exposition est clairement mise en évidence sur les graphiques établis.

Zusammenfassung

Der Rückgang ist, seit mehreren Jahrzehnten, als typisches Phänomen der Veränderungen der italienischen Gletscher beobachtet worden. Man hat den Lauf der Variationen in der Fläche der zahlreichen Gletscher im Aostatal, vom Jahre 1929 bis zum Jahre 1952, beobachtet. Bei dieser Beobachtung hat man feststellen können, daß die Lage einer der wichtigsten Faktoren ist. In der Tat begünstigt die Lage mehr oder weniger den Empfang der Sonnenstrahlen sowie die Eisschmelzung. Man berechnet den Prozentsatz der Verkleinerung der Fläche im Vergleich mit der Größe der Fläche jedes Gletschers, da die Verkleinerung der Fläche im Verhältnis mit der Größe der Fläche des in Frage kommenden Gletschers steht.

Der Prozentsatz der Verkleinerung der Gletscher im Aostatal wird mit Bezug auf ihre Fläche und auf ihre Lage in den Abbildungen deutlich hervorgehoben.

Abstract

The phenomenon of regression has characterized the variations of the Italian glaciers for scores years.

Some scientists have studied numerous glaciers in the Aosta valley and have observed the course of the variations of their surfaces from 1929 to 1952. It results from this observation that the position is a factor of the greatest importance.

In fact it approximately favours both the sunning and the glacial ablation. The percentages of areas'

diminution are calculated by taking into account the area of each glacier, because the areas' diminution is in relation to the actual surface of the glacier.

The percentage of glaciers' diminution in the Aosta valley, in relation to their surface and position, is clearly put in evidence on the stated graphs.

Le phénomène de la régression des glaciers alpins, comme de toute la couche glaciaire terrestre, a pris, depuis des dizaines d'années déjà, une intensité remarquable, au point de susciter l'attention des savants qui ont fait porter leurs recherches sur l'étude de ce phénomène afin d'en éclairir les causes qui le déterminent, tant dans son ensemble que dans ses diverses manifestations particulières. Il ne fait aucun doute, que parmi les nombreuses causes des variations de la couche de glace, celles fondamentales sont, d'une part, les chutes de neige en hiver qui peuvent favoriser, plus ou moins, l'accumulation de la neige dans les hauts bassins de montagne et la température moyenne printemps-été, d'autre part, qui peut favoriser plus ou moins, la fonte de la glace.

Grâce à l'initiative du "Comitato Glaciologico Italiano", en Italie aussi, on a procédé à des recherches sur les glaciers alpins qui présentent un ensemble d'intéressants phénomènes de nature à apporter une contribution à l'étude des glaciers en général et à celle du phénomène tout particulier de la régression.

Déjà depuis des dizaines d'années, des contrôles sur les nombreux glaciers des Alpes italiennes sont régulièrement effectués; la régression des fronts, la diminution de l'épaisseur de la couche de glace apparaissent bien comme le phénomène le plus intéressant du XXème siècle.

Toutefois, cette régression s'est aussi manifestée sous des aspects et avec des allures bien souvent différents, de glacier à glacier, bien que situés à une courte distance.

L'examen des causes, qui ont eu leur influence sur ce phénomène en le rendant si varié, peut présenter un notable intérêt pour éclaircir les causes de la régression en général. En effet, quels sont donc les facteurs qui peuvent, à brève distance, produire des différences souvent sensibles dans le comportement des glaciers? Si la quantité de neige ne peut varier de façon notable, nous pouvons au contraire affirmer que la température moyenne printemps — été peut présenter une allure différente à cause de l'exposition,

en ce que cette dernière influe surtout sur l'ensoleillement.

L'exposition est sans aucun doute un facteur qui peut plus ou moins favoriser la permanence de la neige au sol, et l'ablation elle-même. En laissant de côté d'autres influences que l'exposition pourrait avoir même sur la permanence de la neige, arrêtons-nous à étudier l'exposition dans ses influences sur la température, en ce qu'elle peut, comme nous l'avons dit, déterminer un ensoleillement différent.

Les glaciers exposés au sud, dans cette période notable de régression, doivent avoir subi une plus forte ablation et un pourcentage de réduction supérieur à celui des glaciers exposés au nord ou plus généralement sur les pentes des montagnes moins ensoleillées. Nombreux sont, nous l'avons dit, les facteurs qui ont une influence sur les variations des glaciers, mais il est certain, qu'après les deux facteurs fondamentaux que nous avons déjà rappelés, celui de l'exposition joue un rôle qui a une valeur toute particulière.

Une étude complète des variations des glaciers a été faite dans la Vallée d'Aoste, dans les Alpes piémontaises (1). Celle-ci est une grande vallée fort importante pour l'étude des glaciers, en ce que trois grands massifs montagneux l'enferment, de trois côtés, le Grand Paradis (4051 m) au sud; le Mont Blanc (4810 m) à l'ouest; le Mont Rose (4559 m) au nord. La couche de glace couvre actuellement une superficie totale de plus de 190 km², avec un ensemble de 192 glaciers. C'est en particulier sur 60 de ces glaciers que l'on a pu procéder pendant des dizaines d'années au contrôle des variations de leur front et de leur superficie de 1929 à 1952. Les données ainsi obtenues, ont pu mettre en évidence les divers facteurs qui déterminent plus ou moins l'allure des variations susdites. C'est au premier plan qu'apparaît le facteur exposition dont les effets, cependant, si l'on veut les mesurer en pourcentage de diminution de la superficie des glaciers mêmes, ne seraient pas exactement évalués si l'on ne tenait pas compte également de l'aire de chaque masse gla-

ciaire. En effet, si l'exposition, par un ensoleillement plus ou moins grand, favorise plus ou moins l'ablation, le pourcentage de diminution de la superficie se présente fort différemment, par rapport à la superficie du glacier. De sorte que la donnée statistique ainsi présentée, peut présenter des contradictions apparentes, au cas où l'on évaluerait les effets de l'exposition sur le pourcentage de diminution de superficie pour des glaciers qui ont des aires différentes.

Les grands glaciers supportent un pourcentage de réduction dans leur superficie bien inférieure aux petits. C'est pourquoi, dans l'examen des effets de l'exposition sur la régression des glaciers, il faudra également tenir compte de leur superficie.

Ces deux conditions, exposition et superficie, sont d'autre part, facilement déterminables mêmes sur des cartes topographiques, si bien que les conclusions auxquelles l'on peut arriver par l'examen des 60 glaciers, qui ont fait l'objet d'une étude particulière, peuvent être étendues aussi aux autres glaciers de la Vallée d'Aoste, dont nous avons des cartes assez exactes. On aura ainsi une vision générale de l'influence de l'exposition sur la régression glaciaire, calculée en pourcentage de réduction de la superficie, dans les 192 glaciers de de cette importante vallée alpine.

En considérant les 60 glaciers pour lesquels nous avons des données certaines sur leurs variations de 1929 à 1952, on a procédé à une subdivision et à un regroupement selon leur exposition prédominante. Les expositions constatées ont été les suivantes:

- glaciers exposés au N-NO
- glaciers exposés à E-SE-NE
- glaciers exposés à O-SO
- glaciers exposés à S

Sur la base de ces orientations, on a tracé quatre courbes en portant en ordonnée les pourcentages de superficie réduite (de 0 à 100%) et en abscisse, les aires des glaciers en km² (fig. 1-2-3-4). On a pu ainsi

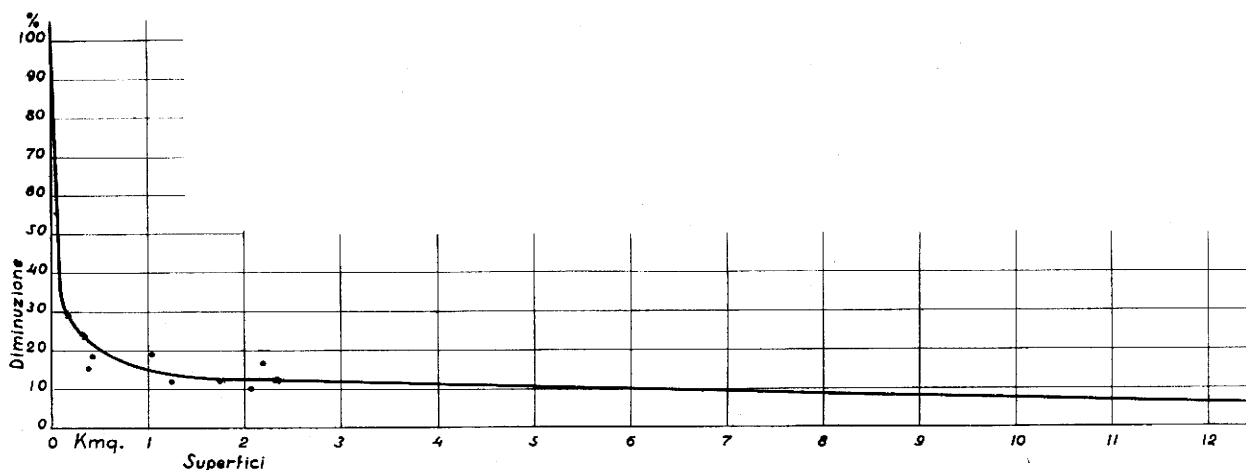


Fig. 1
Glaciers exposés au N-NO. En ordonnée les pourcentages de superficie réduite-en abscisse les aires des glaciers en km².

tracer sur la base de l'exposition, une courbe moyenne indiquant: l'allure moyenne indiquant: l'allure moyenne de la diminution de la superficie pour la période 1929—1952, en rapport avec la superficie pour chaque groupe de glaciers ayant une des quatre expositions déterminées. Les valeurs de cette courbe moyenne ont été appliqués à tous les autres glaciers de la vallée, pour lesquels les cartes topographiques peuvent nous

permettre de déterminer et la superficie et l'exposition; c'est sur la base de ces deux données qu'est calculé le pourcentage de réduction de leur superficie.

Dans le double graphique de la figure 5, on a représenté les superficies de la couche de glace par rapport à l'exposition et les pourcentages de réduction selon l'exposition. A propos de ces graphiques, on peut faire

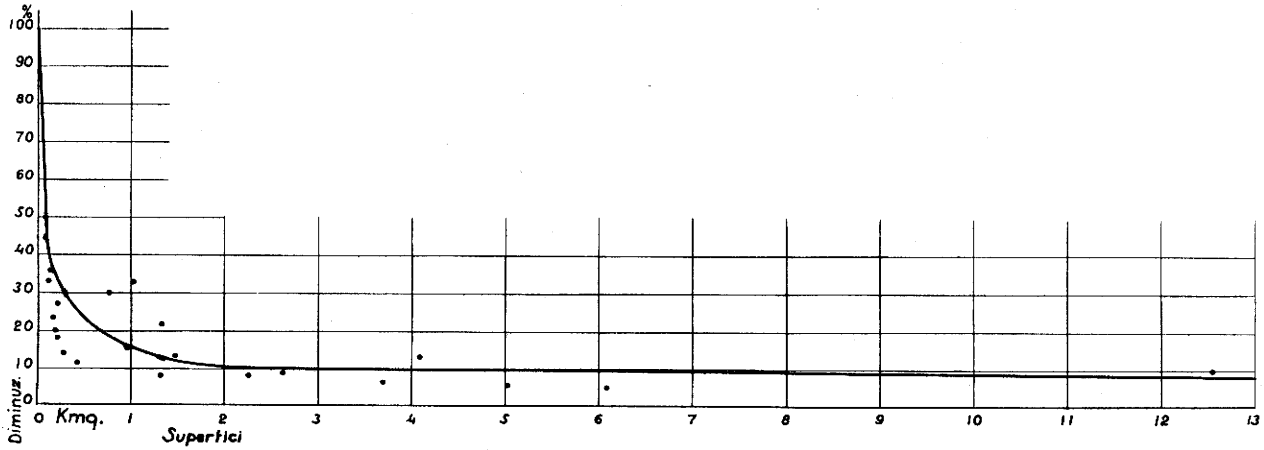


Fig. 2
Glaciers exposés à E-SE-NE. En ordonnée les pourcentages de superficie réduite-en abscisse les aires des glaciers en km².

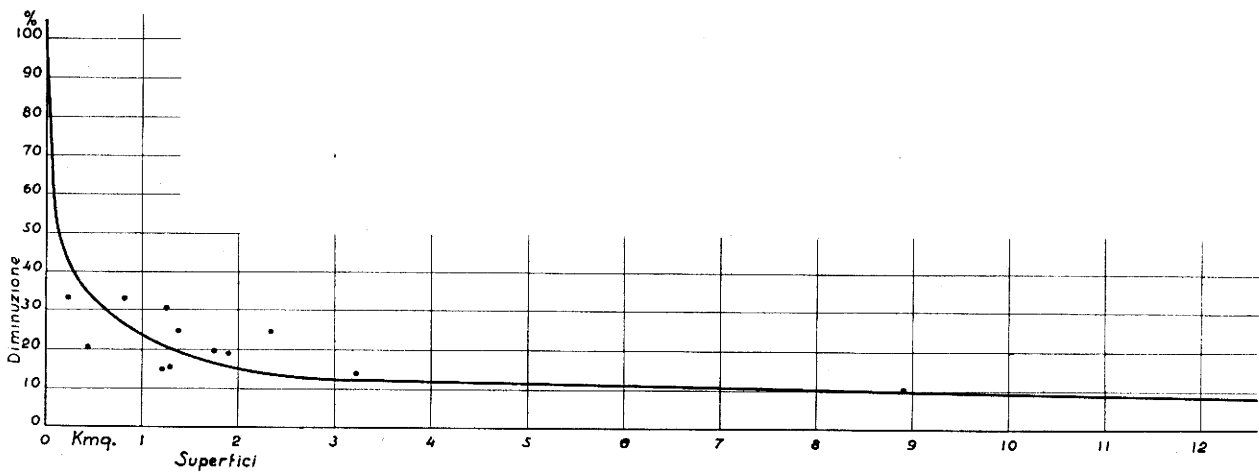


Fig. 3
Glaciers exposés à O-SO. En ordonnée les pourcentages de superficie réduite-en abscisse les aires des glaciers en km².

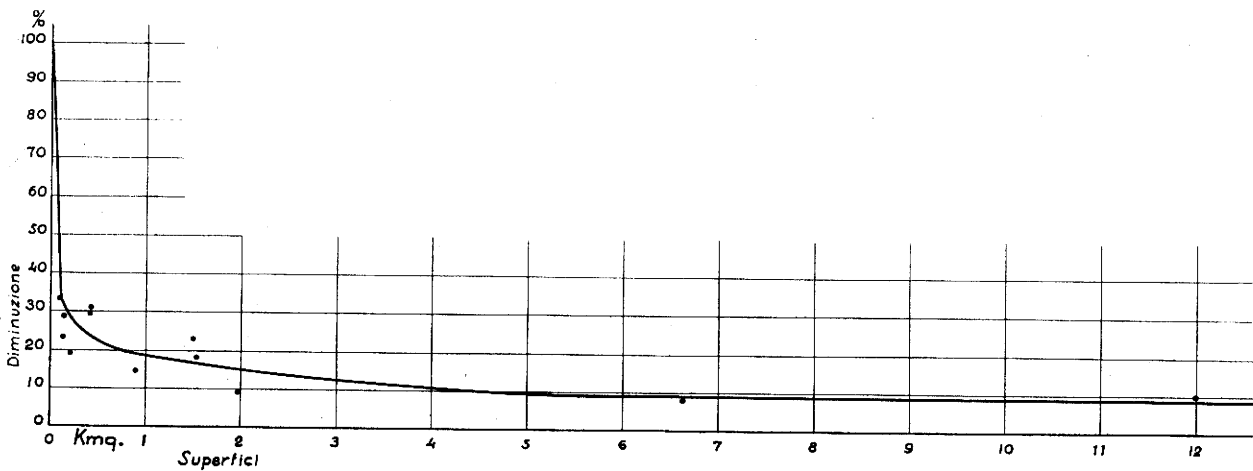


Fig. 4
Glaciers exposés à S. En ordonnée les pourcentages de superficie réduite-en abscisse les aires des glaciers en km².

quelques considérations d'un certain intérêt qui peuvent nous permettre d'évaluer les effets du facteur exposition sur la régression glaciaire.

Le plus haut pourcentage de réduction s'observe pour les glaciers plus ou moins exposés à l'est (le 23⁰/o); ce la peut s'expliquer par le fait qu'à une exposition favorable, vient, s'ajouter une superficie moyenne limitée des glaciers. Ce sont 5 petits glaciers avec une

superficie moyenne de 0,46 km². Le pourcentage de réduction est par conséquent très élevé.

Pour le groupe des glaciers exposés dans la masse au SE, l'orientation est certainement favorable à l'ensoleillement, mais les 29 glaciers de ce groupe sont très étendus; la superficie moyenne est de 1,85 km², ce qui fait que bien que l'exposition favorise l'ablation, la réduction en pourcentage descend à 10,8⁰/o.

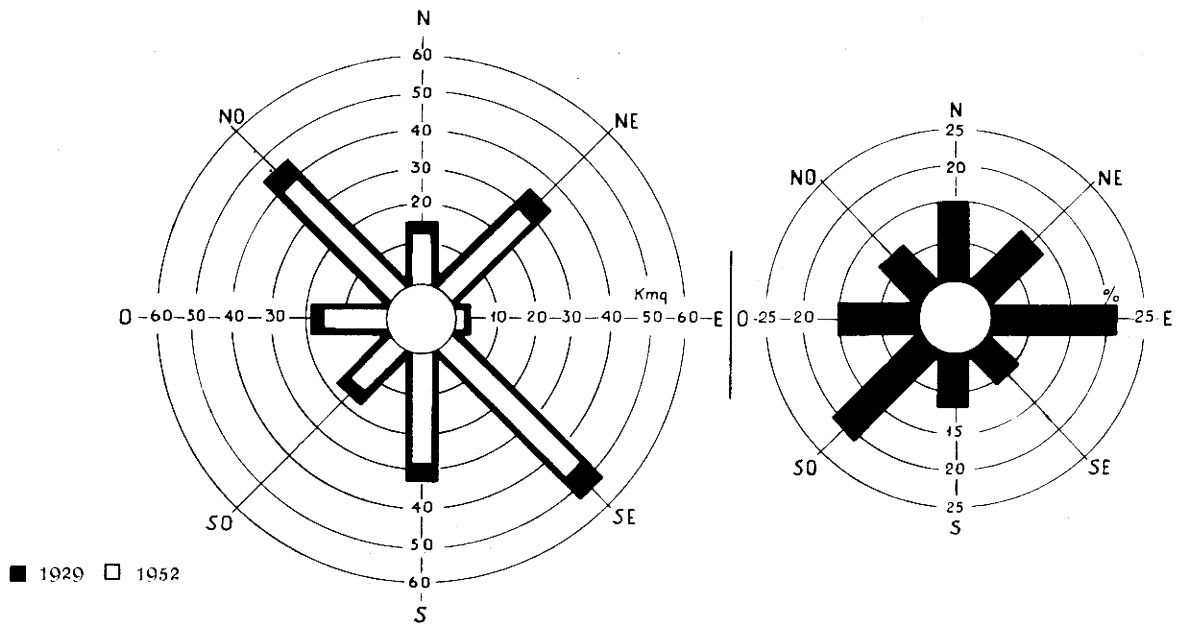


Fig. 5

Superficies de la couche de glace par rapport à l'exposition. Pourcentages des réduction selon l'exposition.

C'est ici qu'apparaît l'importance notable que peut avoir la superficie au moment où l'on veut exprimer le phénomène en pourcentage de la superficie totale. Pour ces glaciers, une étude qui se limiterait à la seule exposition amènerait à des conclusions opposées à celles auxquelles tout le monde s'attend. Pour éclaircir une telle contradiction, ce qui peut aussi apparaître utile, c'est la donnée absolue de réduction obtenue en confrontant l'aire de 1929 et celle de 1952. Il y a bien en effet, 5,80 km² de réduction.

Les 21 glaciers exposés dans la masse au sud sont également très étendus quant à la superficie; la réduction totale de la couche de glace est arrivée au chiffre de 4,35 km², mais le pourcentage est bas, 13,3% en ce que ces grands glaciers ont de vastes bassins d'accumulation.

Les glaciers exposés en correspondance des secteurs N-NE e NO, présentent tous un pourcentage élevé de réduction de la superficie, en contraste avec ce à quoi l'on pourrait s'attendre si l'on tenait compte du faible ensoleillement; mais ce sont dans l'ensemble de petits glaciers, dans lesquels la réduction, pour légère qu'elle soit, se fait fortement sentir quand on calcule le pourcentage.

A partir de ces observations, on peut voir comment l'effet de l'exposition puisse être modifié par les conditions de l'aire, de sorte que si l'on veut se rendre compte de l'influence de l'exposition (ensoleillement) dans la régression glaciaire, il faut tenir compte de l'élément superficie, sinon on risque d'aboutir à des conclusions apparemment contradictoires.

Nombreuses sont donc les causes qui influent sur la variation des glaciers, mais pour parvenir à des conclusions exactes, il faut les considérer toutes dans leurs interférences réciproques. Il est certain, cependant, que l'exposition joue un rôle de tout premier plan dont il faut tenir compte si l'on désire étudier le phénomène de la régression glaciaire, qui se présente actuellement, de manière si vaste et qui a des effets sur d'autres phénomènes non seulement d'ordre physique mais aussi d'ordre humain.

Bibliographie

- (1) Vanni, M. et Origlia, C. et Gemini, F. de: Les glaciers de la Vallée d'Aoste. Extrait de Boll. Com. Glaciol. Ital. II. Ser. No 4 (1953)

2.6. Hochsommertemperatur und Gletscherhochstände

von

Rupert Holzapfel

(mit 1 Abbildung im Text)

Zusammenfassung

Geglättete Reihen der Hochsommertemperatur am Hohenpeißenberg seit 1781 und auf der Zugspitze seit 1901 zeigen, daß den Gletscherhochständen jeweils Hochsommer vorausgingen, deren Mitteltemperatur mindestens $\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$ unter dem langjährigen Mittel lag. Die Temperaturreihen bieten jedoch keine Anhaltspunkte für eine säkulare Änderung der Hochsommertemperatur, die mit der beobachteten säkularen Gletscheränderung in Zusammenhang gebracht werden könnte.

Abstract

Overlapping running means of midsummer temperature at Hohenpeissenberg since 1781 and at Zugspitze since 1901 show that each maximum extension of glaciers is preceded by midsummers with mean temperatures at least 0.5°C below the long period mean. The temperature series, however, do not reveal any secular change of midsummer temperatures which could be connected with the observed secular variation of glaciers.

Die Temperaturreihe des Hohenpeißenberges erlaubt eine Betrachtung der Sommertemperaturen seit 1781, die sich von der der meisten alten Temperaturreihen dadurch unterscheidet, daß bei dieser Reihe weder Stadteinfluß noch Stationsveränderung außer dem Wechsel von Gehäuse zur Hüttenaufstellung zu berücksichtigen sind. Lediglich ist bei der Hohenpeißenberger Reihe zu bedenken, daß der Gipfel, auf dem die Beobachtungen angestellt wurden, ziemlich frei etwa 400 m über die umgebende bayerische Hochebene aufragt und daher manche Eigentümlichkeiten gegenüber den umliegenden Stationen aufweisen muß. Ein Vergleich mit den Sommertemperaturen auf der Zugspitze ab 1901 ergibt jedoch, daß keine prinzipiellen Unterschiede im Gang der Hochsommertemperaturen zwischen 1000 m und 3000 m zu beobachten sind. Deshalb kann angenommen werden, daß der Gang der Hochsommertemperatur auf dem Hohenpeißenberg auch den Verlauf der Hochsommertemperatur im Gletschergebiet der Ostalpen mit genügender Genauigkeit wiedergibt.

Zur Gewinnung einer geglätteten Reihe der Hochsommertemperatur wurde für jedes Jahr die Monatsmitteltemperatur von Juli und August gemittelt und die so errechnete Reihe der „Hochsommertemperaturen“ nach der Formel $\frac{a+2b+c}{4}$ geglättet. Diese Tem-

peraturreihe für den Hohenpeißenberg ab 1781 und für die Zugspitze ab 1901 ist in der Abbildung dargestellt. Um die Zeiträume mit wärmeren und kühleren Sommern besser hervorzuheben, wurden in der Kurve die Flächenstücke schraffiert, die durch Temperaturen von mindestens $\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$ unter oder über dem langjährigen Mittelwert begrenzt sind. Der Abstand der Schraffen entspricht dabei einer Temperaturskala von 0.2°C .

Unterhalb der Temperaturreihe des Hohenpeißenberges sind die Zeiten vermerkt, in denen nach dem Befund der Moränen, nach historischen Quellen und den direkten Beobachtungen an den Gletschern im Bereich der Ostalpen Gletscherhochstände angenommen werden müssen. Beginn und Ende der Gletscherhochstände sind freilich nicht sehr exakt zu definieren, weil zwischen den einzelnen Gletschern oft recht große Unterschiede bestehen. Für den Gletscherhaushalt sind bekanntlich nicht nur großklimatische Faktoren bestimmend, sondern auch kleinklimatische, deren Wirkungen oft kaum abgeschätzt werden können. So ist es durchaus nicht ungewohnt, daß eng benachbarte Gletscher sich ganz verschieden verhalten; während z. B. der eine sich schon von einem Höchststand zurückzieht, ist der andere noch im Vorrücken. Die angegebenen Zeiten für die Gletscherhochstände entsprechen etwa mittleren Verhältnissen in den großen ostalpinen Gletschergebieten.

Die Abbildung läßt nun erkennen, daß den Gletscherhochständen jeweils mehrere erheblich zu kalte Hochsommer vorausgingen, so daß ein ursächlicher Zusammenhang, mindestens eine gemeinsame Ursache, zwischen Hochsommertemperatur und Änderung des Gletscherhaushaltes angenommen werden muß. Dieser aus der Reihe der Hochsommertemperaturen abgeleitete Schluß steht im Einklang mit den Ergebnissen der Haushaltmessungen an einzelnen Alpengletschern, die wir besonders den Arbeiten von Hoinkes und Mitarbeitern verdanken.

Die Reihe der Hochsommertemperaturen läßt aber keine Anzeichen erkennen, daß sich die Hochsommertemperaturen seit 180 Jahren wesentlich geändert haben. Eine große säkulare Schwankung scheint nicht vorzuliegen. Die Gletscher zeigen dagegen eine solche Schwankung sehr deutlich. Sie hatten etwa zwischen 1800 und 1860 einen absoluten Höchststand und gehen seit dieser Zeit laufend, wenn auch recht ungleichmäßig zurück. Für diese beobachtete säkulare Gletscheränderung findet sich in der Reihe der Hochsommertemperaturen keine Parallele. Wir müssen daher

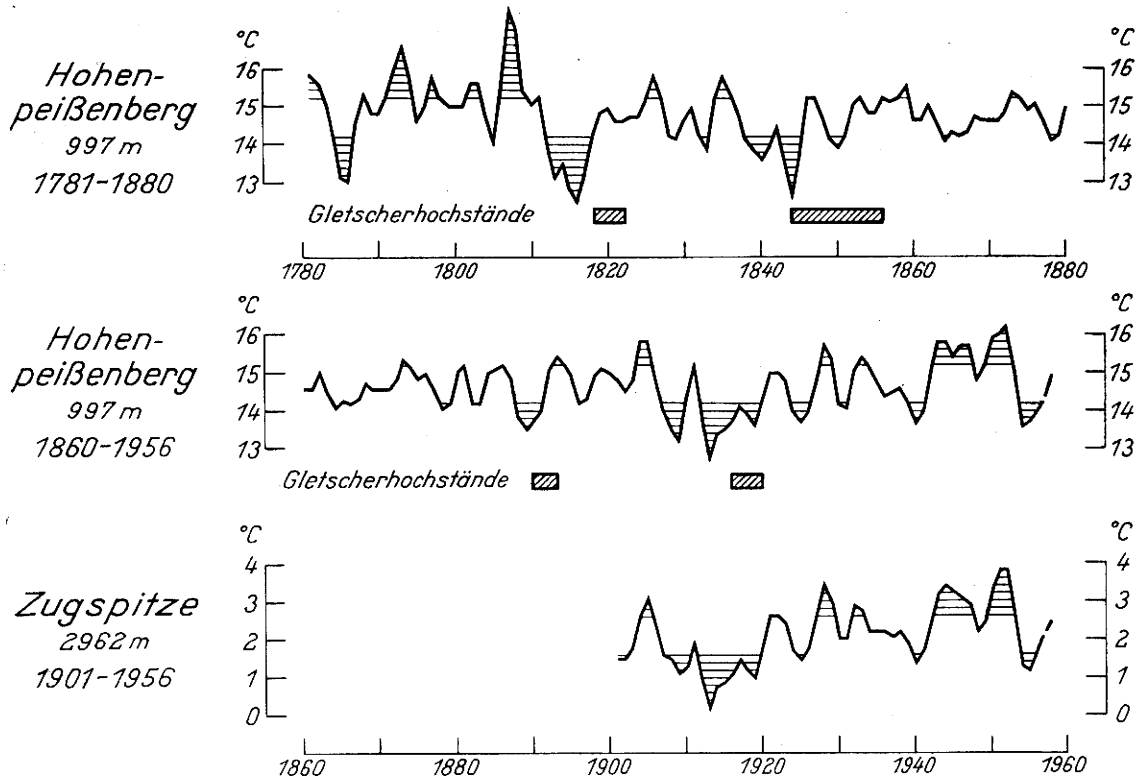


Abb. 1
Hochsommertemperatur und Gletscherhochstände

für diese, den kleineren Schwankungen überlagerte große Gletscherschwankung Ursachen annehmen, die sich in der Hochsommertemperatur nicht, oder wenigstens nicht nachweisbar auswirken. Die Temperaturreihe des Hohenpeißenberges bestätigt daher wohl die Erkenntnisse aus den Messungen des Gletscherhaushaltes, gibt aber keine Hinweise zur Erklärung der großen Änderungen der Vergletscherung in den letzten Jahrhunderten oder gar zur Erklärung der großen Eiszeiten.

Diskussionsbemerkung

M. Schüepp: Die schweizerischen langjährigen Beobachtungsreihen (z. B. Basel seit 1755, Veröffentlichung demnächst im Archiv für Geophysik, Meteorologie und Bioklimatologie) ergeben ähnliche Sommer-

temperaturen wie der Hohenpeißenberg. Dagegen weist die 12jährige Gotthardreihe 1781—92 im Verhältnis zu den Temperaturen des Zeitraumes seit 1864, von welchem wieder Beobachtungen vorliegen, relativ tiefe Werte auf. Der vertikale Temperaturgradient Berg-Tal war somit anscheinend im Laufe der Jahrzehnte und Jahrhunderte nicht konstant und der höhere Gletscherstand in der mittleren Hälfte des 18. Jahrhunderts trat wahrscheinlich bei hohen Temperaturen im Tal, jedoch verhältnismäßig tiefen Temperaturen im höheren Gebirge auf.

Sommertemperaturen (Juni—August)	Vergleich der Perioden	
	1781—1792 und 1781—92	1901—1950 1901—50
Hohenpeißenberg 989 m	14,3°	14,0°
St. Gotthard 2114 m	7,0°	7,3°

3. Vorträge zum Themenkreis: Luftelektrizität

3.1. Un appareillage de mesure continue du champ électrique terrestre Quelques résultats, très partiels, obtenus à Briançon

par

Jean-Claude Jardel et F. Lepoire

(avec 4 figures dans le texte)

Résumé

L'appareil a été mis au point en un an au centre de recherches bioclimatique de Briançon. Il comprend: une sonde caprice, une chaîne électronique appropriée, un enregistreur.

Il donne une inscription directe et continue du champ électrique terrestre en positif ou négatif, selon que le champ est dirigé de haut en bas ou de bas en haut.

Sa sensibilité permet de mesurer n'importe quel champ, de zéro à plusieurs centaines de volts par centimètre.

Les résultats que nous présenterons porteront sur les relevés du 17 Juillet au 10 Septembre 1958.

En tant que Médecins nous sommes un peu dépayés dans un congrès de météorologie alpine, qu'il nous soit donc permis, ici, de remercier tout d'abord, Monsieur Wagner, Chef de Centre de la météorologie d'Embrun de sa précieuse collaboration.

Le capteur inversé de champ électrique terrestre que nous avons mis au point dans le courant de l'année 1957—1958, au Centre de Recherches bioclimatique de Briançon (H. A.), donne de façon continue la valeur instantanée du champ électrique.

Il comprend deux séries d'électrodes : A et B. Ces électrodes sont alternativement exposées, puis soustraites au champ électrique terrestre, de façon telle qu'une électrode est au potentiel du point où elle est placée dans l'espace tandis que l'autre se trouve au potentiel de la terre. On obtient ainsi aux bornes des électrodes une tension alternative proportionnelle au champ électrique terrestre. Cette tension est amplifiée par un amplificateur électronique de grande sensibilité, puis elle est redressée pour attaquer un enregistreur sur papier.

Les électrodes sont constituées par des pastilles métalliques, disposées circulairement. L'occultateur au potentiel de la terre est un disque, également métallique, percé de trous, et qui tourne devant les électrodes. Ce disque est entraîné par un moteur synchrone. Le nombre d'électrodes et la vitesse du moteur sont calculés pour que l'appareil donne une tension alternative de même fréquence que le secteur industriel (50 périodes pour Briançon) — Ceci présente un certain intérêt : de fait les champs parasites, créés par les lignes électriques pouvant passer au voisinage de

l'appareil, ne faussent en aucune façon les mesures. En effet, étant à la même fréquence que le signal donné par le capteur, ce champ parasite ressort du capteur comme une composante continue que l'amplificateur électronique élimine.

Capteur inversé ai-je dit tout à l'heure. Is s'est posé effectivement à nous le problème de protéger les électrodes des précipitations. Diverses expériences nous ont amenés à éliminer un toit placé au-dessus du capteur. Par ailleurs une étude des lignes de force du champ électrique terrestre nous a montré que celles-ci s'incurvent et frappent toujours perpendiculairement un objet placé au potentiel de la terre. Nous avons donc monté les électrodes sous le capteur. Naturellement nous perdons ainsi beaucoup de puissance, environ les 9/10, mais l'appareil est encore d'une grande sensibilité.

Restait à résoudre le problème de la détermination du sens du champ électrique terrestre. En effet l'appareil donne une tension proportionnelle au champ, mais celle-ci est alternative. Pour en déterminer le sens, nous avons dû monter sur l'arbre de l'occultateur un système de repère de phase qui fournit une tension de même fréquence que celle du capteur; on comprend alors que lorsque les signaux émis par le capteur et le repère de phase, sont en phases, le champ est dans un sens; quand ils sont en inversion de phase le champ est en sens contraire.

Un montage électronique de pont de phase placé en fin de chaîne amplificatrice, nous permet d'avoir une inscription directe du champ en positif ou en négatif.

La mise au point de notre capteur ayant été assez longue, nous ne sommes en mesure de présenter que les observations portant sur le mois d'Août 1958 à Briançon. Nous avons installé le capteur sur la terrasse de l'hôpital civil, terrasse métallique. Une première étude des tracés nous a permis de constater que le champ était resté positif pendant 730 heures, il était négatif pendant 14 heures, ce qui représente environ 2% du temps. Normalement, le champ est positif et sa valeur, au point où est placé notre capteur, varie légèrement entre 1 et 2 volts par centimètre. Lors des perturbations atmosphériques, nous avons constaté des variations ayant atteint plus ou moins 150 volts par centimètre.

Les passages en champ négatif n'ont été observés que lors des perturbations atmosphériques.

Lors du passage rapide d'un front froid, sans précipitation, le 2 Août vers 18 heures, nous avons relevé sur nos tracés une forte oscillation. Le champ est devenu positif, 50 volts-cm environ, puis négatif, autour de 50 volts-cm également. Au bout d'une heure, il avait repris sa valeur normale (+1 volt-cm).

Le 6 Août, toujours sans précipitation, nous avons assisté aux passages rapides et successifs de 2 fronts chauds: le premier vers 18 heures, le second vers 24 heures. Nous avons reconstruit le même phénomène, mais cette fois-ci inversé, c'est-à-dire que le champ a d'abord pris une valeur négative forte, puis une valeur positive forte. Nous nous bornons à vous présenter ces phénomènes sans vouloir pour l'instant en tirer des conclusions.

Lors des précipitations, le champ électrique terrestre subit aussi des variations importantes. Il prend des

valeurs positives et négatives très fortes. Les changements de sens sont fréquents, rapides, et la durée trop brève de notre étude ne nous a pas encore permis de les systématiser. Vous trouverez résumés, dans un tableau dans le compte rendu du congrès, les relevés faits à ce sujet.

Voici donc les résultats, naturellement incomplets, auxquels nous sommes parvenus. Parallèlement à cette étude nous faisons des relevés cliniques sur les malades de notre station, pour essayer d'établir certaines corrélations entre les phénomènes atmosphériques et les manifestations physiologiques.

Notre Centre en est à sa première année de fonctionnement, ce qui vous explique la courte durée de notre période d'observations.

Voici maintenant quelques photos du capteur que nous utilisons, ainsi que quelques tracés.

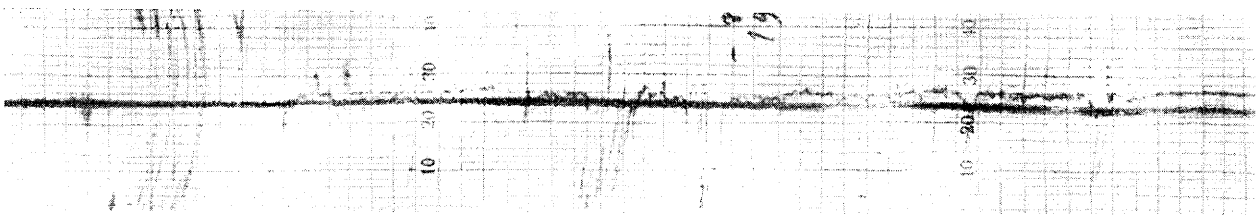


Fig. 1
Précipitation avec passage lent d'un front froid de 19/8/58

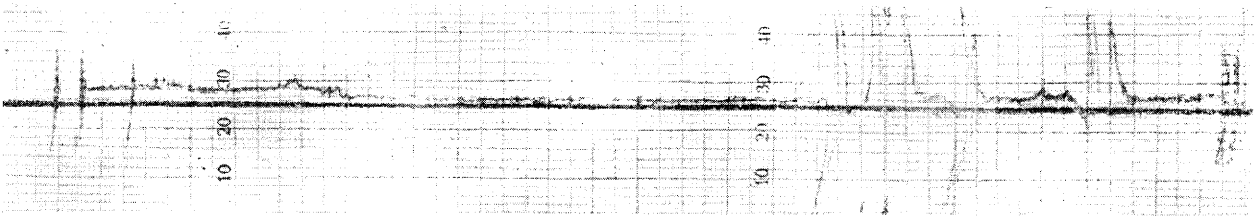


Fig. 2
Précipitation orageuse le 11/8/58

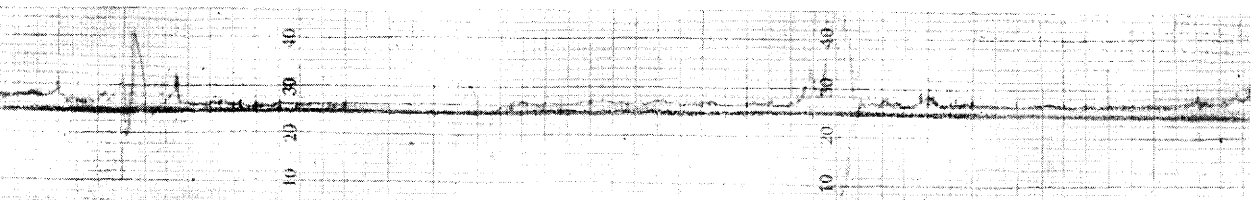


Fig. 3
Passage de 2 fronts chauds sans précipitation le 6/8/58
18 H et 24 H (ies 2 premiers accidents)

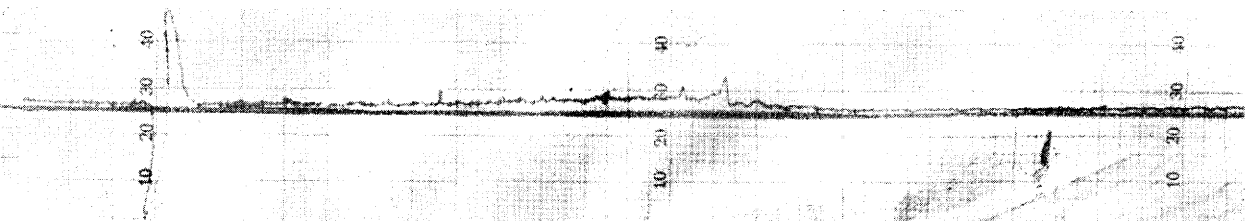


Fig. 4
Passage d'un front froid sans précipitation
le 2/8/58 à 18 H

Résumé du sens du champ électrique terrestre lors
des précipitations du mois d'août à Briançon

Date	Quantité	Précipitation en air tropical sens du champ électrique terrestre			Précipitation en air polaire sens du champ électrique terrestre		
		Au début	Prédominant pendant la précipitat.	A la fin	Au début	Prédominant pendant la précipitat.	A la fin
26/7	2,3	—	—	+			
11/8	0,6	+	±	—			
16/8	0,2	—	—	+			
19/8	4,3				—	+	—
21/8	23,5				—	—	0
22/8	2,3				—	—	±
25/8	1,8				+	+	—
30/8	1,4	—	—	+			
31/8	9,3				—	+	

3.2. Luftelektrische Erfahrungen in den Schweizer Alpen

von

Hans Israël

(mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle im Text)

Zusammenfassung

Während eines Jahres konnten im Bereich der Schweizer Alpen an zwei im Gipfelbereich gelegenen Stationen (Jungfrauoch und Gornergrat) sowie an zwei nördlich und südlich des Alpenmassivs gelegenen Stationen (Payerne und Isole di Brissago) gleichzeitig luftelektrische Registrierungen durchgeführt und zu meteorologischen Erscheinungen in Beziehung gesetzt werden. Der Vortrag berichtet kurz über einige der dabei erzielten Ergebnisse unter besonderer Berücksichtigung des luftelektrischen Separierungsproblems.

Abstract

Atmospheric electric registrations were carried out during one year's period at two stations situated in high mountain rangers of the Swiss Alps (Jungfrauoch and Gornergrat) and at two flatland stations situated in the north resp. the south of the Alpine Massif (Payerne and Isole di Brissago); these registrations were connected with meteorological observations. Some results obtained are mentioned and discussed especially with reference to the atmospheric electric separation-problem.

Problemstellung

In Durchführung eines Arbeitsprogrammes, das durch einen Kontrakt mit dem Air Research and Development Command der US Air Force ermöglicht wurde*), konnten im Schweizer Alpenraum an zwei Hochstationen (Jungfrauoch, Gornergrat) und zwei nördlich bzw. südlich des Gebirgsmassivs gelegenen Stationen (Payerne, Lago Maggiore) während eines Jahres luftelektrische Registrierungen durchgeführt werden. Das Untersuchungsprogramm bot Gelegenheit, auf einer Reihe von Teilgebieten der modernen aerologisch und synoptisch orientierten luftelektrischen Arbeit Erfahrungen zu sammeln. Ich möchte aus der Bearbeitung der Ergebnisse einige Punkte herausgreifen und kurz besprechen.

Hauptanlaß zu den Untersuchungen war das Bestreben, neue Wege zur Separierung der globalen und der lokalen Anteile im atmosphärisch-elektrischen Erscheinungsbereich zu finden:

Luftelektrische Ergebnisse sind bekanntlich durchweg mehrdeutig: Zunächst fällt stets ihre Verknüpfung mit dem Wetterablauf in die Augen. Abstrahiert man von diesen, so kommen weltweit reichende Einflüsse

zum Vorschein. Die Trennung der beiden Bereiche ist daher wesentlichste Aufgabe jeder luftelektrischen Arbeit.

Die Separierung der globalen und lokalen Anteile gelingt verhältnismäßig einfach, wenn man sich darauf beschränkt, die mittleren Verhältnisse oder Gänge zu analysieren, denn in diesem Falle können die mittleren Ergebnisse der Carnegie-Fahrten auf den Ozeanen als Vergleichswerte dienen. Wesentlich schwieriger ist dagegen die Separierung im Einzelfall, denn dazu müssen Vergleichsstationen und Vergleichswerte gesucht werden, die den Wettereinflüssen entzogen sind. Die von jeher übliche Auswahl der sog. „luftelektrisch ungestörten Tage“ genügt hier nicht, denn sie eliminiert nur die leicht faßbaren Wettereinflüsse, wie Niederschläge, Fronten, Inversionen usw., nicht aber z. B. den Austausch und seine Wirkung. Um dies zu erreichen, muß man die Untersuchung außerhalb des Bereiches der tagesperiodischen Austausch-Variationen durchführen, also über See, in der freien Atmosphäre oder im Hochgebirge.

Da von diesen drei Möglichkeiten die Messung im Hochgebirge aus verschiedensten Gründen vorzuziehen ist, sollte sie im Schweizer Alpenraum näher erprobt werden.

Ergebnisse

Separierung

Um einen ersten Überblick darüber zu gewinnen, ob und inwieweit eine Station im Mittel in elektrischer Hinsicht lokal-klimatischen Einflüssen unterliegt, betrachtet man zweckmäßigerweise den luftelektrischen Faktor der nicht weltweit beeinflußt sein kann, nämlich die Leitfähigkeit.

Abb. 1 zeigt die mittleren Tagesgänge der Leitfähigkeit an ungestörten Tagen für Winter, Äquinoktien und Sommer an unseren vier Stationen. Da die Leitfähigkeits-Variationen eine Folge der tagesperiodischen Konvektion sind, besagt der in der Abbildung gegebene Vergleich, daß erwartungsgemäß die beiden in geringer Höhe gelegenen Stationen ein sehr ausgeprägtes elektrisches Lokalklima besitzen, während an den beiden Hochstationen der lokal-klimatische Einfluß nur noch in geringem Maße besteht. Am günstigsten verhält sich in dieser Beziehung die am höchsten gelegene Station Jungfrauoch im Winter und in den Äquinoktien.

Die Separierung gründet sich auf folgende Beziehungen:

*) Contract AF 61 (514) — 640.

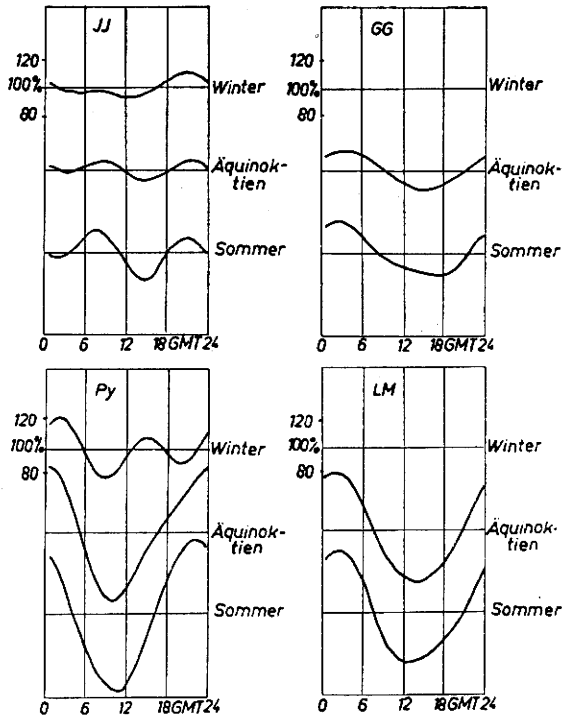


Abb. 1

Mittlere Tagesgänge der atmosphärischen Leitfähigkeit an Schönwettertagen an den Stationen Jungfrauoch, Gornergrat, Payerne und Lago Maggiore während der einzelnen Jahreszeiten (durch Fourier-Analyse ausgeglichen).

Herrschen im atmosphärischen Kondensator stationäre Verhältnisse, so gilt

$$[1] \quad E = \frac{w}{R} \cdot V$$

wo E die Feldstärke, w den spezifischen Widerstand der Luft am Meßort und R den sog. Säulenwiderstand

(columnar resistance) bedeuten. w und R hängen vom lokalen, V vom globalen Geschehen ab.

Weiter gilt für die Vertikalstromdichte i die Beziehung

$$[2] \quad i = V/R$$

Betrachtet man das Verhalten von E und i, so lassen sich daraus folgende Schlüsse ziehen: Ändert sich E und i gleichsinnig und gleichartig, so rührt dies in der Regel von einer Änderung von V bei unverändertem E und w her, zeigt also eine Globaländerung an*).

Verhalten sich dagegen E und i verschieden, so liegt der Grund in Änderungen von w und R, also im lokalen Bereich.

In den folgenden Abbildungen sind einige Beispiele dafür wiedergegeben.

Abb. 2 zeigt das mittlere Verhalten von Potentialgefälle und Vertikalstromdichte gegenüber der Lufttrübung (definiert durch den Trübungsfaktor) nach Tagesmittelwerten. Feld und Strom reagieren verschieden: E steigt in Jungfrauoch und Payerne mit zunehmender Trübung deutlich an, während i nur sehr viel schwächer reagiert**).

Den umgekehrten Fall zeigt Abb. 3. Hier sind — ebenfalls nach Tagesmitteln — für Jungfrauoch die Reaktionen von Feld und Strom auf den Kondensationskerngehalt dargestellt. Hier ist die Reaktion des Potentialgefälles uneinheitlich (nur schwache Abnahme bei starker Streuung, während sich beim Vertikalstrom eine eindeutige Abnahme mit zunehmendem Kerngehalt ergibt. Beide Beispiele zeigen durch das verschiedene Verhalten von E und i an, daß es sich dabei um Änderungen von w und R, also um lokale

* Der Fall, daß sich V/R ändert bei konstantem w, ist möglich, aber sehr unwahrscheinlich.

** Die Frage, warum sich in Gornergrat die Verhältnisse umkehren, ist noch nicht geklärt.

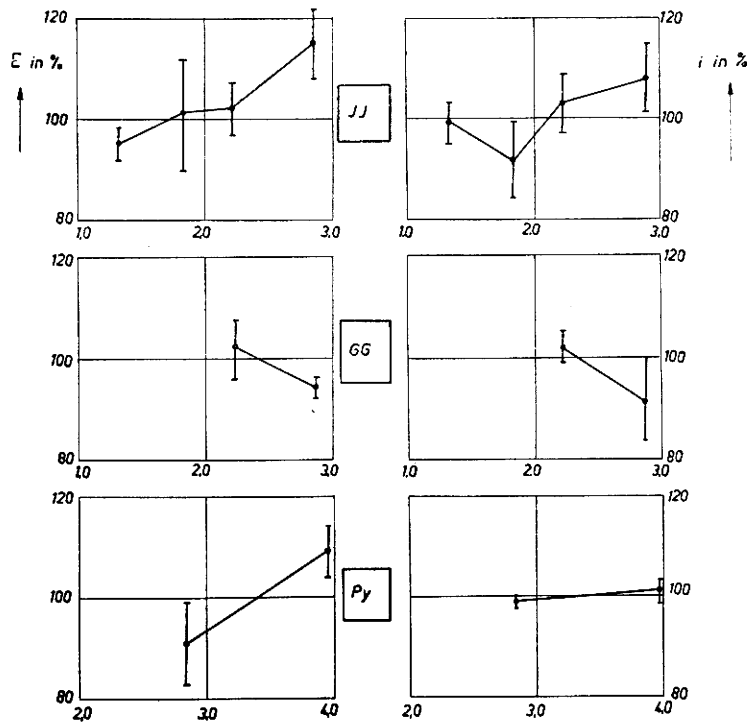


Abb. 2

Potentialgefälle, Vertikalstrom und Trübungsfaktor.
 Dick ausgezogen: Potentialgefälle
 dünn ausgezogen: Vertikalstromdichte
 oben: Jungfrauoch Mitte: Gornergrat unten: Payerne

Einflüsse handelt. Auf ihre Deutung wird weiter unten eingegangen.

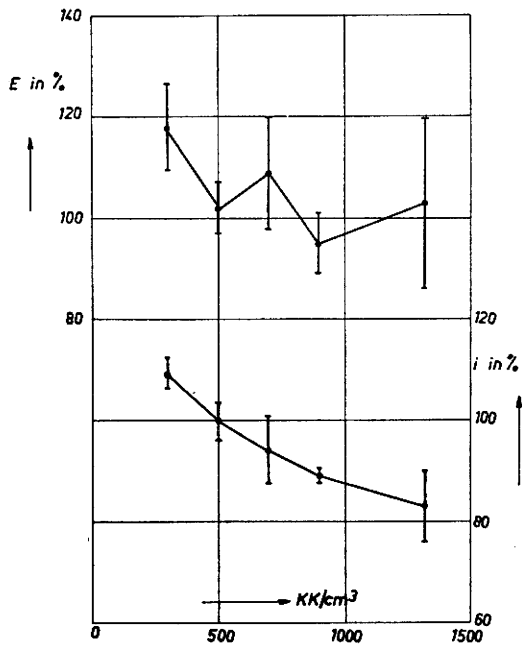


Abb. 3

Potentialgefälle, Vertikalstromdichte und Kondensationskernzahl auf Jungfrauoch (nach Tagesmittelwerten)

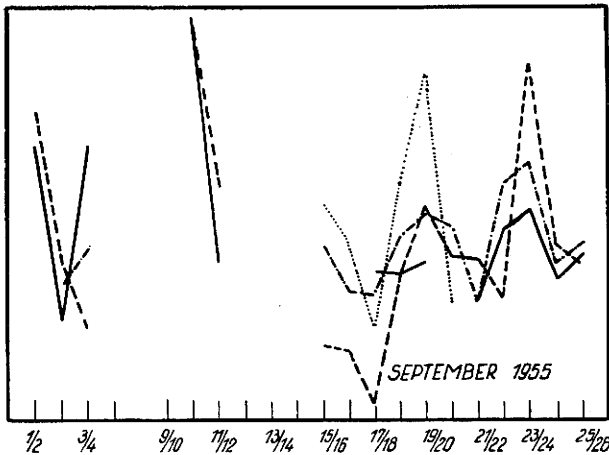


Abb. 4

Luftelektrisches Potentialgefälle in „luftelektrisch ungestörten“ Nächten auf den Stationen Jungfrauoch und Gornergrat und Sphericshäufigkeit vom mittelamerikanischen Gewitterherd in Zürich im September 1955. Es bedeuten: Ausgezogene Kurve: Potentialgefälle auf Jungfrauoch, strichpunktierte Kurve: Potentialgefälle auf Gornergrat, punktierte Kurve: Sphericshäufigkeit nach Goniographen-Registrierungen, gestrichelte Kurve: Sphericshäufigkeit nach Atomradiographen-Registrierungen (Nach H. Israel und E. Theunissen)

Abb. 4 zeigt als Gegenbeispiel und gleichzeitig als Beispiel für die luftelektrische Synopsis die Reaktionen der luftelektrischen Elemente an den Hochstationen auf Variationen der mittelamerikanischen Gewittertätigkeit. Dargestellt sind die Nachtwerte des Potentialgefälles von Jungfrauoch (ausgezogene Kurven) und Gornergrat (strichpunktierte Kurven) während ungestörter Zeiten — die gleichartig verlaufenden Vertikalstromwerte sind der Übersichtlichkeit wegen weggelassen — sowie zum Vergleich und als Maß für die Gewittertätigkeit spheric-Werte von Zürich (gestrichelt und punktiert).

Eine Ausdehnung dessen auf das Gesamtmaterial unserer Alpenuntersuchungen erbrachte folgendes Ergebnis:

Tab. 1

Ergebnis der Korrelation zwischen den luftelektrischen Ergebnissen im Hochgebirge und der mittelamerikanischen Gewittertätigkeit

	Korrelations-Koeffizient	Anzahl der Sequenzen	Anzahl der Tage
1 Hochstation	kleiner als 0,5	4	20
	größer als 0,5	4	26
	größer als 0,7	1	8
2 Hochstationen	kleiner als 0,5	2	14
	größer als 0,5	4	25
	größer als 0,7	4	25

Abb. 4 und die Tabelle 1 zeigen, daß die Erfassung der weltweiten Gewittertätigkeit — d. h. also die Separierung der Globalwirkung — durch Hochgebirgsmessungen in der Tat möglich ist. Die Korrelation ließ sich, wie die Tabelle zeigt, durch das synoptische Arbeiten an zwei Hochstationen wesentlich verbessern.

Das gebirgseigene Zirkulationssystem

Die in Abb. 3 gezeigte verschiedene Reaktion von Feld und Strom auf den Kerngehalt ist so zu deuten, daß offenbar w und R gleichzeitig und in ähnlicher Weise modifiziert werden, daß also m. a. W. die Widerstandsverhältnisse einer verhältnismäßig mächtigen Schicht verändert werden. Dies legt eine Verknüpfung mit dem gebirgseigenen Windsystem nahe, das nach A. Burger und E. Eckhardt etwa dem folgenden Schema entspricht (Abb. 5).

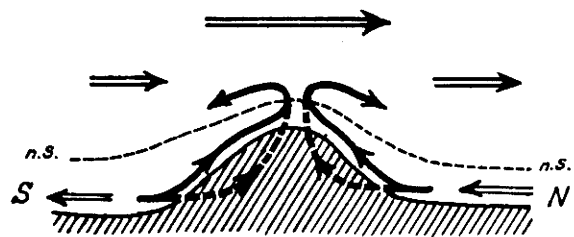


Abb. 5

Schema des Zirkulationssystems im Bereich der Alpen nach A. Burger und E. Eckhardt (2).

- Gebirgswindsystem
- - - - allgemeines System
- · · · neutrale Schicht

In der Nacht kehren sich die Verhältnisse dem Sinn nach um.

Auf Einzelheiten dazu kann hier nicht näher eingegangen werden. Es sei nur noch daran erinnert, daß dies gebirgseigene Zirkulationssystem, das sich in jedem Gebirge in ähnlicher Weise ausbilden dürfte, die Klärung dafür liefert, daß auch in großen Gebirgshöhen ortszeitlich gebundene Einflüsse bestehen bleiben, die sich dem Weltzeitgang überlagern und so die bekannte Verformung der Gangtypen in Abhängigkeit der geographischen Länge zustande bringen. (Vergl. Abb. 6).

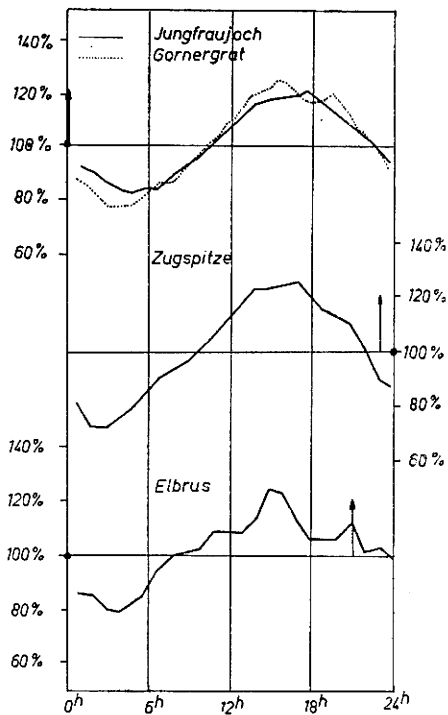


Abb. 6

Tagesgang des luftelektrischen Potentialgefälles an 6 Bergstationen (Prozentualdarstellung). Abzisse: Weltzeit (GMT). Ortszeit-Mitternacht ist durch einen Pfeil vermerkt. (3) (4) (5) (6) (7).

Literatur

- (1) Israël, H. u. Theunissen, E.: Luftelektrisches Potentialgefälle und Weltgewittertätigkeit — ein Beitrag zur großräumigen luftelektrischen Synopsis. *Naturwissenschaften* 44, 8 (1957)
- (2) Burger, A. u. Ekhardt, E.: Über die tägliche Zirkulation der Atmosphäre im Bereich der Alpen. *Gerlands Beitr. Geophys.* 49, 341—367 (1937)
- (3) Holzer, R. E.: Studies of the universal aspect of atmospheric electricity. Final Rep. Cont. No. AF 19 (122) — 254, Los Angeles 1955
- (4) Israël, H. u. Kasemir, H. W. u. Wienert, K.: Luftelektrische Tagesgänge und Massenaustausch im Hochgebirge der Alpen: Die luftelektrischen Verhältnisse am Jungfraujoch II; Vergleichsmessungen zwischen Jungfraujoch und Sonnblick. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.* 8, 72—94 (1955)
- (5) Lautner, P.: Die luftelektrischen Verhältnisse am Zugspitzgipfel in 2960 m. *Dt. Meteor. Jb. Bayern* 1928, C 1 — C 19.
- (6) Hatakeyama, H. and Uchikawa, K.: The diurnal variation of the atmospheric potential gradient on the summit of Mt. Fuji and along its slope. *J. Geomagn. Geoelectr.* 2, 95—99 (1950)
- (7) Pudowkina, P. J.: Issledowanija Atmosfernogo Elektritschestwa na Elbrusa. *Izw. Akad. Nauk Ser. geofiz.* No. 3, 288—292 (1954)

Diskussionsbemerkung

R. Reiter: Zur Ergänzung der von Herrn Professor Israël in den Zentralalpen ausgeführten Untersuchungen seien nur ganz kurz einige Ergebnisse von Arbeiten gezeigt, die hier in den Nordalpen durchge-

führt werden*). Die Daten wurden in einem luftelektrisch-synoptischen Netz gewonnen, das im Wettersteingebirge seit mehreren Jahren besteht und das derzeit 7 ständige Stationen in verschiedenen Höhen bei geringem Basisabstand umfaßt. Das Ziel unserer Untersuchungen ist nicht so sehr die Schönwetterelektrizität und die Erforschung weltweiter Beziehungen im luftelektrischen Geschehen, wozu sich bestimmt höhergelegene Stationen in den Zentralalpen besser eignen. Immerhin haben wir aber unser Augenmerk auch — mehr nebenbei — auf die Variationen luftelektrischer Elemente in verschiedenen Höhen während „ungestörtem Wetter“ gerichtet. Die Abbildungen 1—4 zeigen die Tagesgänge von luftelektrischem Feld (E, ausgezogen, Symbol: ●) und vertikalem Leitungsstrom (i, punktiert, Symbol: ○) an allen 7 Stationen in der Zeit 1954—1957 während Schönwetter, aufgliedert nach den vier meteorologischen Jahreszeiten. Alle Variationen sind in Prozentwerten angegeben (Monatsmittelwert jeweils 100% gesetzt). Die Registrierungen der beiden Gipfelstationen Zugspitze (2963 m NN) und Wank (1780 m NN) lassen nun sehr gut erkennen, inwieweit in den verschiedenen Jahreszeiten die lokalen Austauschbedingungen die weltzeitlichen Variationen stören. Im Frühjahr (Abb. 1) und Sommer (Abb. 2) verlaufen im Mittel während der Tagesstunden mit starkem Vertikalaustausch, der Kerne aus dem Tal ins Stationsniveau bringt, E- und i-Kurve vorübergehend gegenläufig. D. h. in diesen Zeitabschnitten wird die elektrische Leitfähigkeit der Luft stark vermindert. Im Herbst (Abb. 3) finden wir diesen austauschbedingten Gang gut ausgeprägt nur noch an der mittelhohen Station Wank, während er an der Zugspitze gerade noch erkennbar ist. Im Winter (Abb. 4) überwiegt an Station Zugspitze für E und i der weltzeitliche Gang, während an Station Wank in

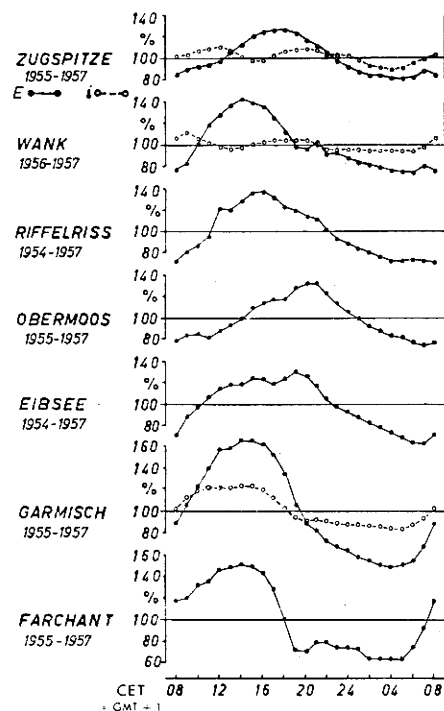


Abb. 1

Tagesgänge vom luftelektrischen Feld E und vertikalen Leitungsstrom i bei Schönwetter, Frühjahr

*) Unter den Verträgen mit Air Research and Development Command, European Office; AF 61 (514) — 732 — C; AF 61 (514) — 949; AF 61 (052) — 55.

der E-Kurve ein Austauscheffekt noch schwach angedeutet ist. Auf die Variationen an den übrigen — Hang- und Talstationen — sei hier nicht weiter eingegangen. Die hier verwendeten Daten sind neben zahlreichen anderen kürzlich veröffentlicht worden**).

Angaben zu den Stationen: Zugspitze, 2963 m NN, Gipfel; Wank, 1780 m NN, Gipfel; Riffelriß, 1580 m NN, Hang; Obermoos, 1250 m NN, Hang; Eibsee, 1005 m NN, Terrasse; Garmisch, 705 m NN, Tal; Farchant, 675 m NN, Tal.

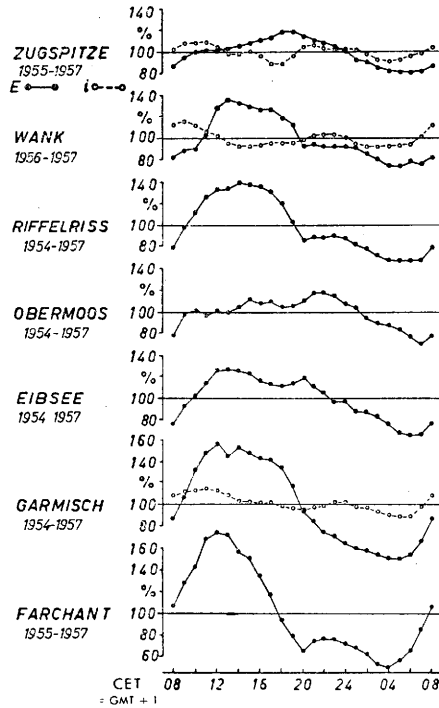


Abb. 2
Tagesgänge vom luftelektrischen Feld E und vertikalen Leitungsstrom i bei Schönwetter, Sommer

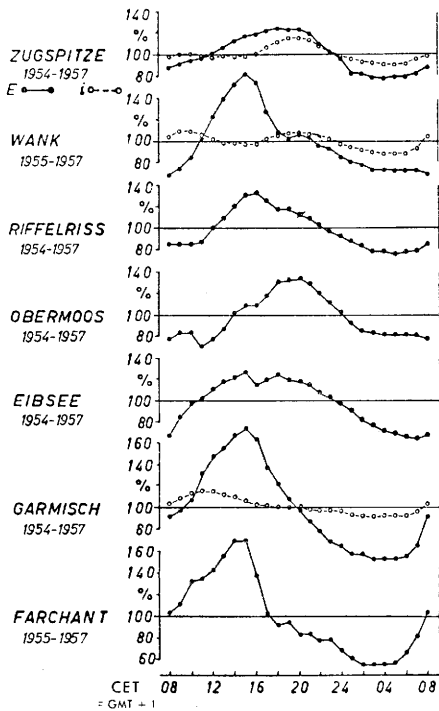


Abb. 3
Tagesgänge vom luftelektrischen Feld E und vertikalen Leitungsstrom i bei Schönwetter, Herbst

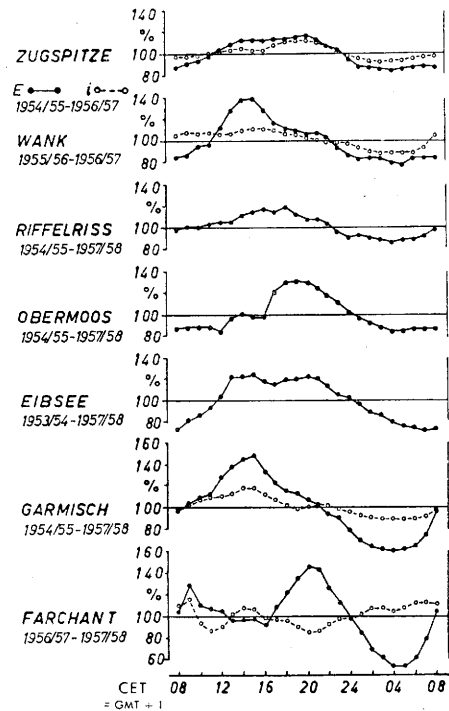


Abb. 4
Tagesgänge vom luftelektrischen Feld E und vertikalen Leitungsstrom i bei Schönwetter, Winter

**) Technical Report Contract AF 61 (514) — 949, July 1956
siehe auch Techn. Report Contract AF 61 (514) — 732 — C,
June 1956.

3.3. Natürliche und künstliche Luftradioaktivität in den Alpen in verschiedenen Höhen*)

von

Reinhold Reiter

(mit 18 Abbildungen und 6 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Seit 1956 werden in einem Tal der Nordalpen (Farchant, 675 m NN) täglich mehrmals Bestimmungen der natürlichen (Radium- und Thorium-Reihe getrennt) und seit Anfang 1957 zusätzlich — ebenfalls mehrmals täglich — Messungen der künstlichen Luftradioaktivität ausgeführt. Eine zweite gleichartige Station arbeitet synchron ab April 1958 in 1780 m bzw. 2650 m Höhe bei geringem Basisabstand (wenige Kilometer). Die Daten, welche beide Stationen liefern, insbesondere ihr gegenseitiger Vergleich, liefern Einblicke in die vertikale Verteilung der natürlichen und künstlichen radioaktiven Stoffe in der Luft unter verschiedensten meteorologischen Bedingungen, insbesondere im Hinblick auf die Meteorologie und Geologie der Alpen.

Abstract

Since 1956, the natural radioactivity of the atmosphere has been determined several times a day in a valley of the North Alps (Farchant, elevation 675 m) whereby the disintegration products of radium and thorium emanation have been measured separately. In addition the artificial radioactivity of the air has been observed at several hours a day since the beginning of 1957. Another station simultaneously carries out records at 1780 and/or 2650 m above sea level. Both stations are situated at a horizontal distance of only a few kilometers. The data obtained with these stations and particularly their comparison result in an insight in the vertical distribution of the natural and artificial substances in the atmosphere under different meteorological conditions and particularly with a view to the specific meteorology and geology of the Alps.

Einführung

Routinemäßige Registrierungen und Messungen der Luftradioaktivität, insbesondere des Gehalts der Luft an Kernspaltprodukten, werden seit mehreren Jahren an sehr vielen Stationen, deren Zahl weiter im Steigen begriffen ist, ausgeführt**. Über entsprechende Untersuchungen im Alpenbereich, insbesondere an Hochstationen, ist bis jetzt nur wenig bekannt geworden. Da die Kenntnis der örtlichen und zeitlichen Änderungen der natürlichen und künstlichen Radioaktivität der Luft auch für den Gebirgsmeteorologen von gewissem Interesse ist, soll im folgenden kurz über einige Ergebnisse der Untersuchungen des Verfassers

berichtet werden. Diese Arbeiten dienen weniger der routinemäßigen Erfassung des Radioaktivitätspegels als vielmehr der Erforschung aller Bedingungen, die für die zeitlichen und örtlichen Variationen der Luftradioaktivität — insbesondere in verschiedenen Höhen — maßgebend sind. Es versteht sich ganz von selbst, daß solche Untersuchungen erst nach jahrelangen Arbeiten zu fest gefügten Ergebnissen führen können. Somit hat zumindest ein Teil der im folgenden dargestellten Ergebnisse nur vorläufigen Charakter. Die Arbeit will lediglich einen ersten Überblick über die bisherigen Befunde geben, ohne schon auf Deutungen und theoretische Betrachtungen näher einzugehen.

Die ersten Radioaktivitätsmessungen wurden vom Verfasser 1955 auf dem Zugspitzplatt (2600 m NN) ausgeführt. Diese und die sich zeitlich anschließenden Untersuchungen in Farchant (675 m NN) dienen zunächst als Ergänzung zu einem mehrjährigen Forschungsprogramm auf dem Gebiet der alpinen Luftelektrizität (1), (2). Angesichts der steigenden aktuellen Bedeutung der Kenntnis vom zeitlichen und örtlichen Verhalten der Radioaktivität der Luft wurden die Untersuchungen inzwischen an unseren Stationen wesentlich ausgebaut und intensiviert, so daß sie heute neben der luftelektrischen Forschung ein selbständiges Arbeitsprogramm bilden***).

*) Vorliegende Arbeit wurde erst Anfang September 1958 während einer 2monatigen Meßexkursion auf das Zugspitzplatt verfaßt, um noch neueste Daten, die eben während der Exkursion bereits gewonnen wurden, mit verwenden zu können. Für die Durchführung der Untersuchungen wurden Zuschüsse vom

Bayerischen Staatsministerium des Innern (Untersuchung der Niederschläge und Eisablagerungen, Physikalisch-Bioklimatische Forschungsstelle) und vom Bundesministerium für Atomkernenergie u. Wasserwirtschaft (Untersuchungen über Luftradioaktivität, Institut für Gesteinskunde der Universität)

bewilligt, wofür an dieser Stelle der Dank des Verf. ausgesprochen wird.

***) Eine Übersicht über die Zahl und Lage der westdeutschen Stationen mit Angabe monatlicher Mittelwerte wird in Abständen vom Sonderausschuß Radioaktivität Frankfurt (Vorsitzender: Prof. Dr. B. R a j e w s k y) herausgegeben (1). Diese Berichte enthalten auch Meßergebnisse der Stationen des Verf.

****) Neben der kontinuierlichen Messung des natürlichen und künstlichen Luftradioaktivität wird auch die Radioaktivität von Niederschlägen und Pflanzen in verschiedenen Höhen untersucht. Zusammenfassende Ergebnisse all dieser Untersuchungen werden demnächst in der Zeitschr. für Aerosolforschung und -Therapie veröffentlicht

Meßanordnungen und Lage der Stationen

Während früher vom Verfasser ((3), (4) und (5)) ausschließlich die „Aktivierungsmethode“ nach Elster und Geitel (6) verwendet wurde, welche nur Relativwerte liefert, wird seit Mai 1957 mit einer geeichten Filterapparatur gearbeitet. Neuerdings besitzt die Anlage eine zusätzliche elektrostatische Abscheidervorrichtung, die parallel mit der Filterapparatur betrieben wird. Um eine möglichst ideale Abscheidung der Aerosole am Filter zu gewährleisten, wird nicht mit durchlaufenden Filterbändern gearbeitet, die notwendig einen relativ geringen Luftwiderstand haben müssen, welcher die Filterwirksamkeit beeinträchtigt. Vielmehr wird ein fest eingespanntes Filter mit hohem Abscheidevermögen gewisse Zeit exponiert und die Aktivität nach Ende der Exposition mehrmals mit einem Dekadenzählgerät*) ausgemessen. Hierzu dienen Stirnfenster-Zählrohre mit ca. 1,5 mg/cm² Fensterdicke. Es werden täglich 3—4 Expositionen durchgeführt. Die Aus-

zähltermine sind so gelegt, daß die Aktivität aus der Radiumreihe**), die aus der Thoriumreihe und die künstliche Radioaktivität des Aerosols getrennt erfaßt werden können. Die elektrostatische Abscheidung liefert eine Korrektur für den Fall ungenügender Filterwirkung bei kritischen Aerosolteilchengrößen. Die besten Erfahrungen wurden von uns mit dem Glasfaserfilter Nr. 8 von Schleicher und Schüll gemacht.

Neben der Bestimmung der Radioaktivität der exponierten Filter wird photometrisch der Schwärzungsgrad der Filter gemessen. Er liefert ein annäherndes, relatives Maß für den Grad der Luftverunreinigung durch Grobaerosol. Sie ist, wie sich zeigen wird, für die Deutung des Verhaltens der Radioaktivität der Luft von Wichtigkeit. Näheres hierzu siehe (7).

Über die Lage der Meßstationen, die Betriebszeiten und die erfaßten Größen gibt die nachfolgende Tabelle 1 Auskunft.

Tab. 1
Die Meßstationen und ihre charakteristischen Eigenschaften

Station	Höhe in m NN.	Lage	Dauer	Art der Messungen
Zugspitzplatt	2600	Hochplateau	Sommer 1955	Relativwert der natürlichen LR*)
Farchant	675	Tallage (Loisachtal), 5 km nördl. Garmisch	Herbst 1955 — Mai 1957 ab Mai 1957	Relativwert der natürlichen LR Absolutwert der natürlichen und künstlichen LR
Wank	1780	flacher Gipfel	ab April 1958 ab Nov. 1958	Absolutwert der künstlichen LR zusätzlich Absolutwert der nat. LR
Schneefernerhaus	2650	Hochalpine Hanglage	15. Aug. bis Mitte Oktober 1958	Absolutwert der natürlichen und künstlichen LR

Die Luftverunreinigung (Filterschwärzung) wird seit Mai 57 an allen Stationen gemessen.
*) LR = Luftradioaktivität

Ein wesentlicher Punkt des durchzuführenden Programms ist im Vergleich der Ergebnisse der beiden Stationen Farchant und Wank bzw. — über kurze Zeit — Farchant und Schneefernerhaus zu sehen. Abb. 1



Abb. 1

Blick auf die beiden Stationen Farchant (F) im Loisachtal, 5 km nördlich Garmisch und Wankgipfel (W), an denen die künstliche und natürliche Luftradioaktivität gemessen wird. Blickrichtung: Nord, auf die oberbayerische Vorebene.

zeigt die Lage der beiden ständigen Stationen Farchant (F) und Wankgipfel (W). Bei einer Basisentfernung von nur rund 2,5 km besteht zwischen den beiden Stationen eine Höhendifferenz von 1,1 km. Der Vergleich der Daten der beiden in jeder Beziehung aufeinander abgestimmten Stationen dürfte also im Hinblick auf die Erforschung vertikaler Unterschiede der Luftradioaktivität von Interesse sein.

Es wurden bisher an der Talstation Farchant 2360 und an den Bergstationen 350 Filter exponiert.

Die Windrichtungsabhängigkeit der natürlichen Luftradioaktivität

Schon die ersten Untersuchungen (3) (4) zeigten, daß die stark ausgeprägte Windrichtungsabhängigkeit der natürlichen Luftradioaktivität, gemessen am Zugspitz-

*) Fabrikate: Tracerlab, vertreten durch E. Leybolds Nachf. Köln. Der Firma sind wir für die laufende Beratung und Bereitstellung von Leihgeräten zu besonderem Dank verpflichtet.

**) Alle Angaben über „natürliche Luftradioaktivität“ beziehen sich in diesem Bericht auf den Gehalt der Luft an RaB, der etwa der Radonkonzentration gleichgesetzt werden kann.

platt in den Nordalpen, durch die geologische Struktur der Alpen bedingt ist. Eingehendere Untersuchungen über nunmehr rund 2 Jahre zeigten, daß aber auch die im Tal (Farchant) gemessenen Werte der natürlichen Luftradioaktivität von der Hauptströmungsrichtung über dem Alpenkamm abhängen (5), (8). Diese wurde für jeden Meldetermin durch Mittelung der synoptischen Windrichtungsmeldungen der folgenden Bergstationen gewonnen: Jungfraujoch, Säntis, Zugspitze, Patscherkofel, Wendelstein, Sonnblick und Villacher Alpe. Wie Abb. 2 zeigt, erhält man auf diese Weise

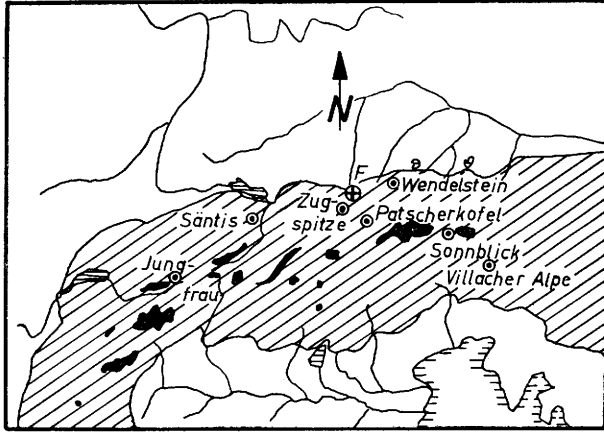


Abb. 2

Geographische Lage der Radioaktivitätsmeßstation Farchant (F ⊕) und der sieben, zur Errechnung der mittleren Windströmung über den Alpenkamm herangezogenen meteorologischen Stationen. Schematisiert. ■ Gebiete mit über 3000 m NN, // Gebiete mit 1000—3000 m NN.

einen zuverlässigen mittleren Richtungswert der Windströmung in einer Breite von etwa 450 km über den Alpen.

Trägt man die in Farchant, im Tal also, gemessenen Werte der natürlichen Luftradioaktivität als Funktion der oben definierten mittleren Windrichtung, wie sie während des jeweiligen Expositionsintervalls geherrscht hat, auf, so erhält man Bilder wie Abb. 3 und 4, die hier als Beispiele gezeigt seien. Sie geben als Radiusvektor den Relativwert des Gehalts der Luft an Radon an. Bei südlicher Strömung über den Alpen ist — wie man sieht — die natürliche Luftradioaktivität im Tal deutlich erhöht, und zwar in allen Jahreszeiten. Im Winter sind wegen der Schneebedeckung des Bodens die Werte allgemein kleiner als in den übrigen Jahreszeiten.

Die als Ringe in die Abb. 3 und 4 eingetragenen mittleren Meßdaten enthalten schwarze Sektoren. Diese geben an, wie häufig in der jeweiligen Meßwertgruppe Nordwind im Tal beobachtet worden ist (● = 100%, ⊙ = 50% der Fälle). Die Bilder zeigen, daß im Sommer die natürliche Luftradioaktivität von der Talwindrichtung unabhängig ist. Das bedeutet, daß sehr oft bei südlichen Windrichtungen über den Alpen die natürlich radioaktiven Aerosole aus den Zentralalpen durch die thermische Konvektion von Norden her in die Täler der Nordalpen gepumpt werden. Im Winter überwiegen dagegen während erhöhter natürlicher Radioaktivität der Luft Südwinde auch im Tal, meist verbunden mit Föhn. Die gestrichelte Linie in den Abb. 3 und 4 gibt die mittlere Windgeschwindigkeit über dem Alpenkamm an. Sie ist, wie man sieht, ohne Einfluß auf den Pegel der natürlichen Luftradioaktivität im Tal.

Als Quellen der erhöhten natürlichen Radioaktivität der vom Alpenkamm kommenden Luft sind die kristallinen Gesteine der Zentralalpen anzusehen, inso-

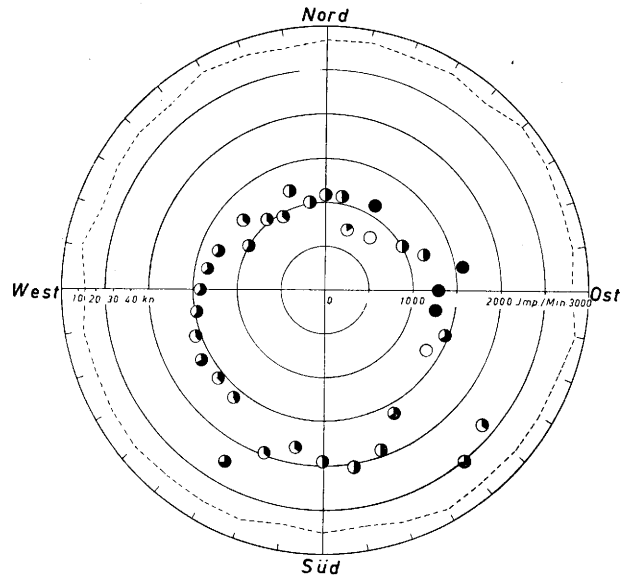


Abb. 3

Wind-Richtungsabhängigkeit des Relativwertes der natürlichen Radioaktivität der Luft (Radiumreihe). Mittelwerte der Radioaktivität von 10 zu 10 Grad der mittleren Windrichtung über dem Alpenkamm zugeordnet. Verhältnis weißer Sektor zu schwarzer Sektor in den Kreisen bedeutet Verhältnis der Häufigkeit für Südwind zu Nordwind am Meßort der Radioaktivität im Tal (Farchant). Gestrichelt: mittl. Windgeschwindigkeit über dem Alpenkamm (i. Knoten). Sommer + Herbst 1956.

weit sie, ganz oder (als metamorphe Gesteine) teilweise, aus sauren Ergußgesteinen bestehen. Ihr Gehalt an Uran und Thorium ist bekanntlich wesentlich größer als der der Sedimentgesteine der Nord- und Südalpen.

Eine Bestätigung, daß tatsächlich die geologische Struktur der Alpen für die erhöhte natürliche Radioaktivität der Luft — gemessen in den Nordalpen während Südströmung über dem Alpenkamm — verantwortlich zu machen ist, erbrachten Messungen der natürlichen Luftradioaktivität im westlichen Vorgelände des Bayerischen Waldes (Schwandorf), über welche an anderer Stelle ausführlicher berichtet wird. Die Auswertung dieser Messungen nach dem Schema der Abb. 3 und 4 erbrachte eine erhebliche Ausbeulung

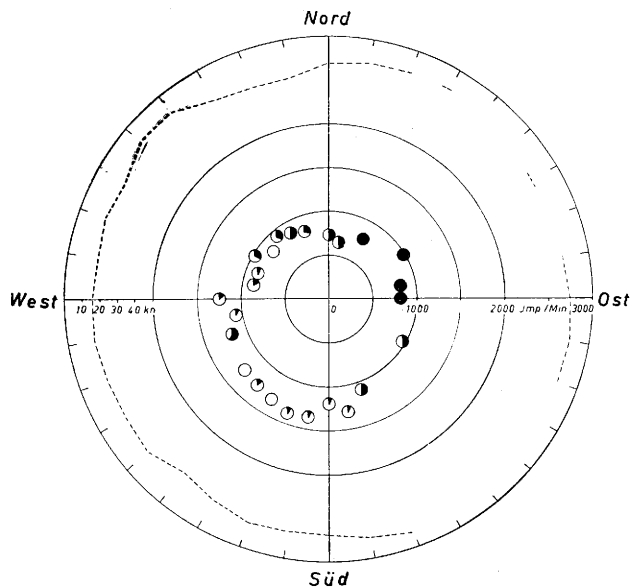


Abb. 4

Wie Abb. 3, jedoch Winter 1956/57.

Tab. 2

Untersuchung über die Luftkörperabhängigkeit der Luftradioaktivität mit Berücksichtigung des Tagesganges

Teilergebnis Mai 1957 — einschließlich Mai 1958

Station: Farchant 675 m NN

Natürliche Luftradioaktivität in $10^{-12} \mu\text{C}/\text{cm}^3$ (= Curie/ m^3)
(bezogen auf RaB in der Luft = annähernd Radonkonzentration)

Sammelintervall (MEZ):	05.20—08.20	09.20—12.20	13.20—16.20	17.20—20.20	ganzer Tag
Luftkörper:					
maritim	451	223	162	272	277
polarmaritim	327	167	109	200	198
tropisch-maritim	474	266	218	377	329
tropisch	619	290	224	364	379
indifferent	541	349	271	407	399
kontinental	704	272	329	401	434
polarkontinental	627	336	183	237	333
polar	327	193	163	233	229
Über alle Luftkörper:	428	224	168	272	

Künstliche Luftradioaktivität in $10^{-12} \mu\text{C}/\text{cm}^3$ (= Curie/ m^3)

	05.20—08.20	09.20—12.20	13.20—16.20	17.20—20.20	ganzer Tag	Zahl der Messungen
	3,46	3,40	3,65	3,10	3,41	185/187
	1,80	1,72	1,82	1,50	1,72	382/371
	3,14	3,49	3,76	2,42	3,26	136/137
	2,90	3,65	4,13	2,61	3,37	53
	3,29	3,60	3,22	2,63	3,25	100
	5,38	5,48	5,54	4,85	5,39	33
	3,34	2,42	1,85	1,70	2,29	13
	2,50	2,77	2,43	2,24	2,50	109
	2,76	2,83	2,87	2,25		

der „Radioaktivitätsrose“ im Windsektor zwischen Nordost und Südost, also wiederum in voller Übereinstimmung mit dem geologischen Aufbau der dortigen näheren und weiteren Umgebung. Westlich des Bayerischen Waldes sind es also nicht die Süd- sondern die Ostwinde, welche die erhöhte natürliche Radioaktivität der Luft mit sich führen.

Einfluß des Luftkörpers und der Tageszeit auf den Pegel der natürlichen und künstlichen Luftradioaktivität sowie der Luftverunreinigung

Eine Aufgliederung der von Mai 1957 bis Mai 1958 in Farchant ausgeführten Filtermessungen nach Tageszeiten (Expositionsintervall) und Luftkörper (Linke'scher Definition*) gibt Tabelle 2. Sie liefert eine Reihe interessanter Aufschlüsse.

Den niedrigsten Pegel der natürlichen und künstlichen Luftradioaktivität bringen polarmaritime und polarkontinentale Luftkörper, den höchsten Wert der natürlichen und künstlichen Luftradioaktivität die kontinentalen Luftkörper. Die Koppelung zwischen künstlicher und natürlicher Luftradioaktivität beruht freilich nicht auf einem direkten Kausalzusammenhang zwischen den beiden Komponenten. Wie weitere Auswertungen** gezeigt haben, herrschen im Bereich kontinentaler Luftkörper über den Alpen südliche Windrichtungen vor, während im Einflußbereich polarer und maritimpolarer Luftkörper bekanntlich westliche bis nördliche Strömungsrichtungen überwiegen. Diese Bedingungen bestimmen nach den Ausführungen im vorhergehenden Abschnitt sehr wesentlich den Pegel der natürlichen Luftradioaktivität in den Nordalpen.

Von den speziellen alpin-geologischen Gegebenheiten abgesehen, die die Pegelschwankungen sehr verstärken, besitzen, wie man weiß, kontinentale Luftmassen ganz allgemein höhere natürliche Radioaktivität als maritime (siehe auch B a g g e (9)). Der Grund, weshalb sich die kontinentalen Luftkörper durch den Höchstwert an künstlicher Luftradioaktivität auszeichnen, wurde bis jetzt nicht näher untersucht.

Neben den kontinentalen Luftkörpern führen noch die tropischen und rein maritimen Luftkörper, sowie die indifferenten Luftkörper erhöhte künstliche Luftradioaktivität mit sich. Diese — noch vorläufigen — Ergebnisse dürften mit den Untersuchungen von B e k k e r (10) im Einklang stehen. Unsere Auswertungen der Meßergebnisse nach meteorologischen Gesichtspunkten stehen aber noch am Anfang und sollen schrittweise vertieft und erweitert werden.

Die Tabelle 2 zeigt nun ferner: der Tagesgang der künstlichen Luftradioaktivität verläuft meist gegenläufig zu dem der natürlichen Luftradioaktivität. Erstere erreicht ihr Maximum in den Nachmittagsstunden, letztere aber nachts. Dieser Unterschied beruht darauf, daß die thermische Konvektion am Tage das natürliche radioaktive Aerosol, das in erster Linie von der Bodenoberfläche nachgeliefert wird, auf eine dickere atmosphärische Schicht verteilt, während dieselbe Konvektion das künstlich radioaktive Aerosol, das in größeren Höhen herantransportiert wird (Jet Stream), zur Erdoberfläche herunterholt. Diese Tatsache wird beim tropischen, tropisch-maritimen und kontinentalen Luftkörper besonders deutlich: die künstliche Luftradioaktivität erreicht schon am Vormittag recht

Tab. 3
 Untersuchung über die Luftkörperabhängigkeit der Filterschwärzung (‰/m³)
 mit Berücksichtigung des Tagesganges
 (Filterschwärzung ist ein Relativmaß für die Luftverunreinigung)
 Teilergebnis Mai 1957 — einschließlich Mai 1958
 Station: Farchant 675 m NN

Sammelintervall (MEZ):	05.20—08.20	09.20—12.20	13.20—16.20	17.20—20.20	ganzer Tag
Luftkörper:					
maritim	3,02	2,48	1,65	2,89	2,48 n = 192
polarmaritim	2,61	2,37	1,63	2,45	2,25 n = 245
tropisch-maritim	3,20	2,69	1,89	3,04	2,66 n = 135
tropisch	3,00	1,87	1,68	2,35	2,23 n = 50
indifferent	3,50	3,81	2,94	4,16	3,60 n = 73
kontinental	3,51	2,36	2,06	3,50	2,76 n = 33
polarkontinental	3,81	3,60	2,05	2,82	3,00 n = 12
polar	3,04	2,80	2,58	2,82	3,82 n = 106
Über alle Luftkörper:	3,00	2,62	1,92	2,87	n = Zahl der Messungen

*) Nach Angaben des Wetteramtes München. Für die Überlassung der Daten sei hier bestens gedankt.

**) Diese Auswertungen beziehen sich natürlich nur auf unsere Versuchszeit, die entsprechenden Expositionsintervalle und ihr zugeordneten Windrichtungsmittel. Ob ganz allgemein im kontinentalen Luftkörper über den Alpen südliche Windrichtung überwiegt, soll und kann hier nicht ausgesagt werden.

hohe Werte und steigt zum Nachmittag noch weiter an. Der entgegengesetzte Tagesgang zeigt sich bei jenen Luftkörpern, die in der Höhe arm an künstlicher Radioaktivität sind, denn radioaktive Aerosole, die z. B. unter einer Bodeninversion zunächst noch zurückgehalten werden, unterliegen mehr und mehr der Zer-

streuung durch die Konvektion am Tage, ohne daß Nachschub aus der Höhe erfolgt.

Zum Studium der radioaktiven Höhenströmungen trägt aber auch die Betrachtung der natürlichen Luftradioaktivität bei. Während meist im Tal das Minimum der natürlichen Luftradioaktivität am Nachmittag auftritt, was oben schon begründet wurde, steigt diese im Einflußbereich des kontinentalen Luftkörpers vom Vormittag zum Nachmittag an, weil die Konvektion zusätzliches natürlich radioaktives Aerosol, das aus den Zentralalpen in der Höhe herangeführt wird (s. o.), zu Tal befördert.

Interessante Vergleiche liefert nun die Betrachtung der Tabelle 3, welche — nach demselben Schema wie Tabelle 2 — das Verhalten der Luftverunreinigung durch Grobaerosole wiedergibt (relatives Maß: prozentuale Schwärzung der Filter pro 1 m³ Luftdurchsatz).

Der Tagesgang der Luftverunreinigung entspricht dem der natürlichen Luftradioaktivität. Das bedeutet wiederum durchaus keinen direkten Kausalzusammenhang zwischen den beiden Größen. Die Quellen der Luftverunreinigung befinden sich — wie die der natürlichen Luftradioaktivität — in Bodennähe, so daß am Tage das in Bodennähe gebildete Aerosol durch die Konvektion verdünnt wird. Wichtiger ist die andere Feststellung, daß der Tagesgang der Luftverunreinigung zu dem der künstlichen Luftradioaktivität

gegenläufig ist, wenn es sich um einen Luftkörper handelt, der vermehrte künstliche Radioaktivität mit sich führt. Das Auftreten hoher Werte der künstlichen Luftradioaktivität ist also, wie auch noch andere unserer Untersuchungen gezeigt haben, keineswegs an das Vorhandensein einer erhöhten Luftverunreinigung gebunden. Das geht — unabhängig vom Tagesgang — auch aus folgenden Feststellungen an Hand Tabelle 3 hervor: Die größte Luftverunreinigung besitzt nicht der kontinentale Luftkörper, obwohl er sich durch stärkste radioaktive Verseuchung auszeichnet, sondern der indifferente Luftkörper. Den niedrigsten Verunreinigungsgrad weisen andererseits die polar-maritimen und tropischen Luftkörper auf, wobei die letzteren aber wiederum relativ hohe Konzentrationen künstlicher radioaktiver Stoffe mit sich führen.

Einfluß des Labilitätsgrades der Atmosphäre auf den Pegel der natürlichen und künstlichen Luftradioaktivität bei Berücksichtigung der Tageszeit

Aus den Radiosondenaufstiegen von München-Riem*) wurde nach bekannten Verfahren die Labilitätsenergie in bestimmten Stockwerken der unteren Atmosphäre berechnet. Für die vorliegenden Untersuchungen genügte dabei ein Relativwert der Labilitätsenergie. Auch seien die Betrachtungen hier auf die Schicht zwischen 700 und 1000 mb bzw. 700 und 500 mb beschränkt.

a) Labilitätsgrad und natürliche Luftradioaktivität

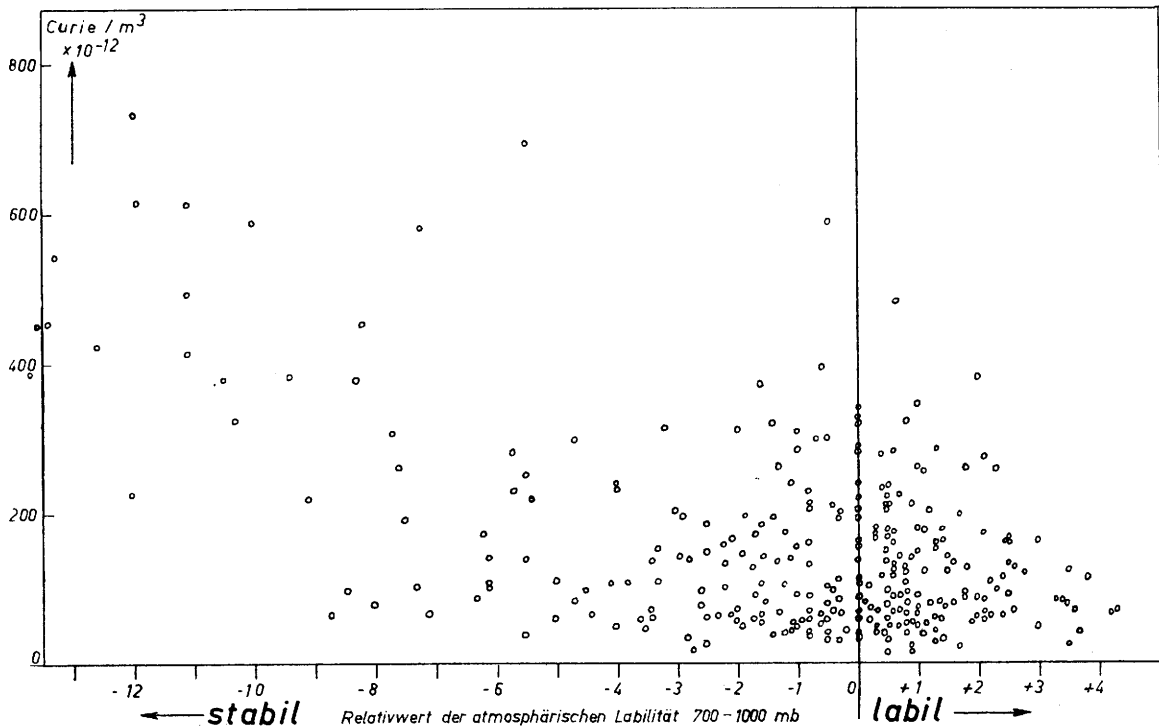


Abb. 5
 Beziehung zwischen Relativwert der atmosphärischen Labilität 1000 bis 700 mb und natürlicher Radioaktivität der Luft. Station Farchant, Werte am Tage gewonnen. (Mittäglicher Radiosondenaufstieg und Ergebnis der Exposition 13 — 17 Uhr sind miteinander korreliert.) Mai 1957 — Juli 1958.

In Abb. 5 wurden die Daten der mittäglichen Radiosondenaufstiege zu den Nachmittagswerten der natürlichen Luftradioaktivität in Beziehung gesetzt. Man erkennt deutlich, daß extrem stabile Schichtung hohe Werte der natürlichen Luftradioaktivität begünstigt. Andererseits ergibt sich aber bei labiler Schichtung durchaus kein Minimum der natürlichen Luftradioaktivität. Vielmehr werden durch sie sowohl niedrige

*) Die über München-Riem in der freien Atmosphäre gemessenen Daten repräsentieren freilich nicht genau den Zustand der atmosphärischen Schichtung im nördlichen Alpenbereich. Im allgemeinen kann angenommen werden, daß hier die Labilität eher etwas größer ist als über dem flachen Vorland. Ergibt sich also z. B. aus dem Radiosondenaufstieg gerade Indifferenz, so kann im nahen Alpengebiet sehr wohl leichte Labilität herrschen, wofür allein schon die erhöhte Gewitterneigung am Nordalpenrand spricht. Dieser Umstand muß bei der Betrachtung der Abb. 5, 6, 7 und 8 berücksichtigt werden.

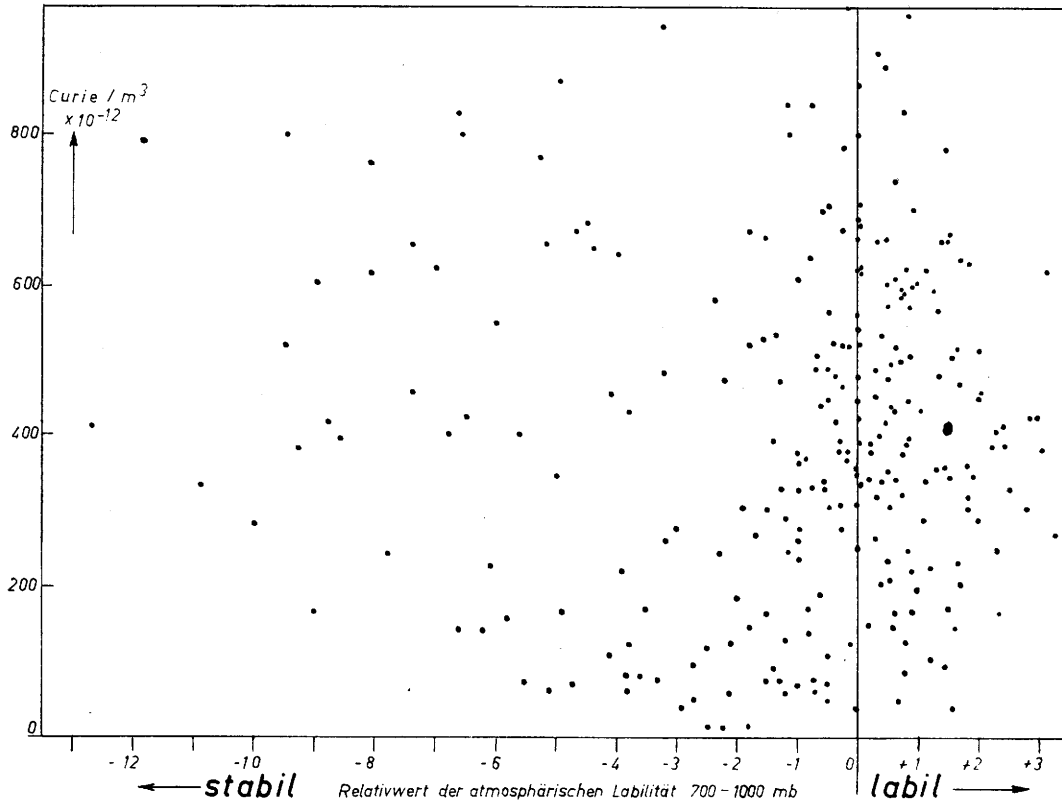


Abb. 6

Wie Abb. 5, jedoch Werte in der Nacht gewonnen. (Mitternächtlicher Radiosondenaufstieg und Ergebnis der Exposition 05 (03) — 08 Uhr sind miteinander korreliert.)
Mai 1957 — Juli 1958.

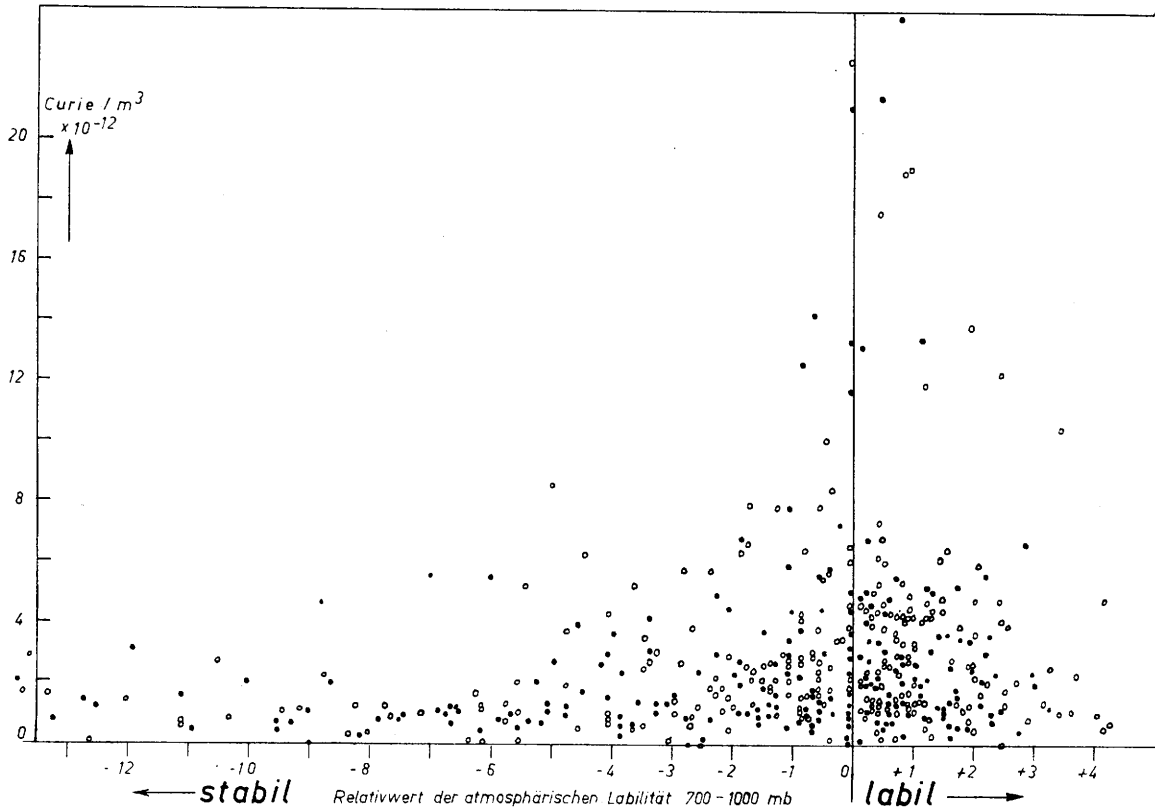


Abb. 7

Station Farchant.
Beziehung zwischen Relativwert der atmosphärischen Labilität 1000 bis 700 mb und künstlicher Radioaktivität der Luft.
● Werte in der Nacht gewonnen (Mitternachtsaufstieg und Exposition 05 (03) — 08 Uhr), ○ Werte am Tage gewonnen (Mittagsaufstieg und Exposition 13 — 17 Uhr).
Mai 1957 — Juli 1958.

als auch hohe Werte begünstigt. Die ersteren sind leicht einzusehen. Die letzteren beruhen wiederum auf der Herabführung natürlich radioaktiver Aerosole aus Südströmungen, die die Alpen überquert haben.

Abb. 6 zeigt die Beziehung zwischen dem Nacht-aufstieg der Radiosonde und der natürlichen Luft-radioaktivität in der 2. Nachthälfte. Dabei ergibt sich keine klare Beziehung zwischen den beiden Größen. Das rührt daher, daß sich nachts meist eine genügend hartnäckige, ganz bodennahe Inversion ausbildet, die einerseits zum Festhalten der mit natürlichen radio-

aktiven Aerosolen aus der Bodenoberfläche angerei- cherten Luft ausreicht und die andererseits, trotz La- bilität in der darüberliegenden Schicht bis 700 mb, bestehen bleiben kann.

b) Labilitätsgrad und künstliche Radioaktivität der Luft

Trägt man die künstliche Radioaktivität der Luft gegen den Relativwert der Labilitätsenergie in der betrachteten atmosphärischen Schicht auf, so erhält man Abb. 7 für Talstation Farchant und Abb. 8 für Berg-

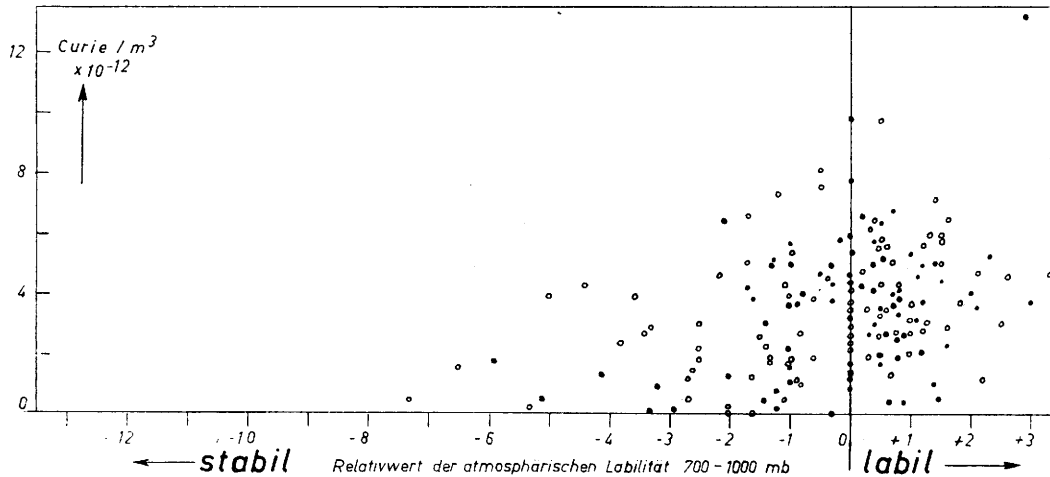


Abb. 8
Wie Abb. 7, jedoch Station Wankgipfel.

station Wank. Es ist ganz augenfällig, daß niedrige Werte der künstlichen Luftradioaktivität durch stabile Schichtung begünstigt werden. Geht die Schichtung vom stabilen in den labilen Zustand über, so erreichen die Maxima der Luftradioaktivität immer

höhere Pegelwerte. Daß aber auch niedrige Werte der künstlichen Luftradioaktivität bei labiler Schichtung vorkommen, rührt einfach daher, daß Labilität der Schichtung allein zwar bis zu einem gewissen Grade notwendige, aber nicht hinreichende Bedingung für

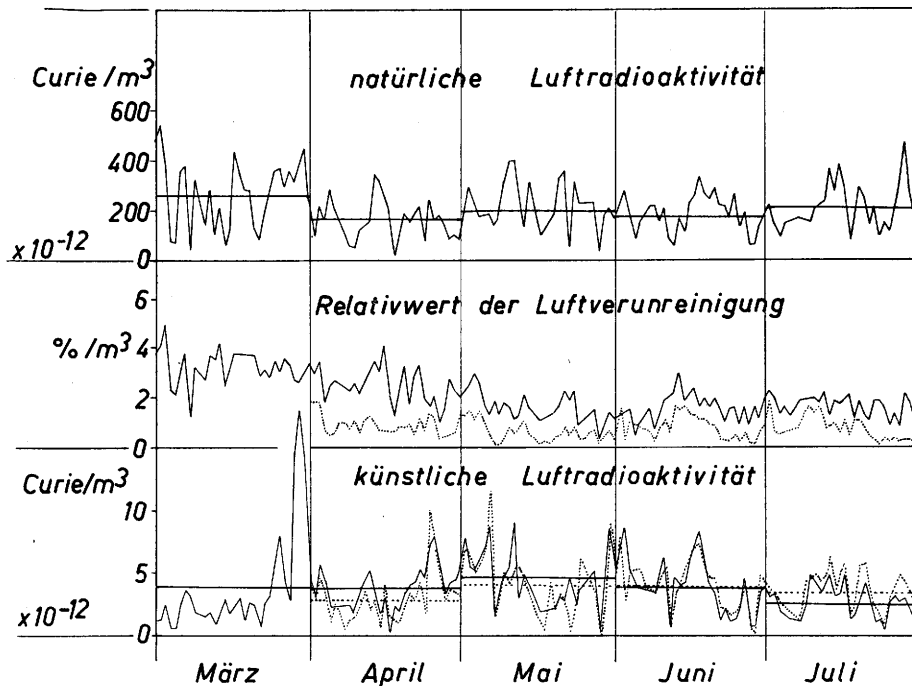


Abb. 9
Zeitlicher Verlauf der Tagesmittelwerte von natürlicher Luft-radioaktivität (Station Farchant), Relativwert der Luftverunreinigung (Station Farchant und Wankgipfel) und der künstlichen Luftverunreinigung (Station Farchant und Wankgipfel). März — Juli 1958. Talstation (Farchant): ————
Bergstation (Wank):

das Auftreten erhöhter Werte der Luftverseuchung ist. Es muß gleichzeitig auch eine mit radioaktivem Aerosol beladene Höhenströmung vorhanden sein.

Ein deutlicher Unterschied zwischen Tag und Nacht besteht in Bezug auf die betrachteten Relationen nicht. Auch liefern die Meßdaten der Bergstation eine im Prinzip gleiche Punktverteilung wie die der Talstation, obwohl die ersten an Zahl noch relativ gering sind.

Allgemeiner Vergleich zwischen Daten der Bergstation Wank und Talstation Farchant

Es liegt nahe, zunächst einmal die zeitlichen Reihen der Meßdaten der Tal- und Bergstation zu betrachten. Hierzu dient Abb. 9. Sie enthält (jeweils als Tagesmittel) die natürliche Luftradioaktivität (nur Talstation), die Relativwerte der Luftverunreinigung (Filterschwärzung) und die künstliche Luftradioaktivität. Die der Bergstation zuzuordnenden Kurven sind punktiert. Die Monatsmittelwerte der Radioaktivität sind jeweils als Stufen angegeben. Man erkennt folgendes:

- a) es besteht keine deutliche Korrelation zwischen natürlicher und künstlicher Luftradioaktivität;
- b) es besteht keine deutliche Korrelation zwischen Luftverunreinigung einerseits und künstlicher und natürlicher Luftradioaktivität andererseits;
- c) es besteht eine merkliche Korrelation zwischen Luftverunreinigung im Tal und auf dem Gipfel, wobei die Werte der Gipfelstation meist unter denen der Talstation liegen;
- d) es besteht hervorragende Korrelation zwischen der künstlichen Luftradioaktivität, die im Tal gemessen wurde und der, die wir am Gipfel erhalten haben. Die Monatsmittelwerte der beiden Stationen weichen nur sehr wenig voneinander ab (s. u.), obwohl die mittleren Pegel der Luftverunreinigung der beiden Stationen stark differieren.

Die Tabelle 4 gibt eine Zusammenstellung der bisher vorliegenden monatlichen Mittel- und Extremalwerte der beiden Stationen (siehe auch (11), sowie an

Tab. 4

Monatsmittelwerte und Extremalwerte der künstlichen Luftradioaktivität (β -Radioaktivität), gemessen an den beiden Stationen (1958)

a: Maximum b: Minimum c: Monatsmittel

Station	März			April			Mai			Juni			Juli		
	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c
Wank (Gipfel)	—	—	—	10,1	0,1	2,9	11,6	0,3	4,2	7,5	0,3	4,0	6,3	0,6	3,6
Farchant (Tal)	17,9	0,4	3,9	7,9	0,4	3,9	8,9	0,7	4,7	8,6	0,8	3,9	4,9	0,6	2,8

$\times 10^{-12}$ Curie/m³

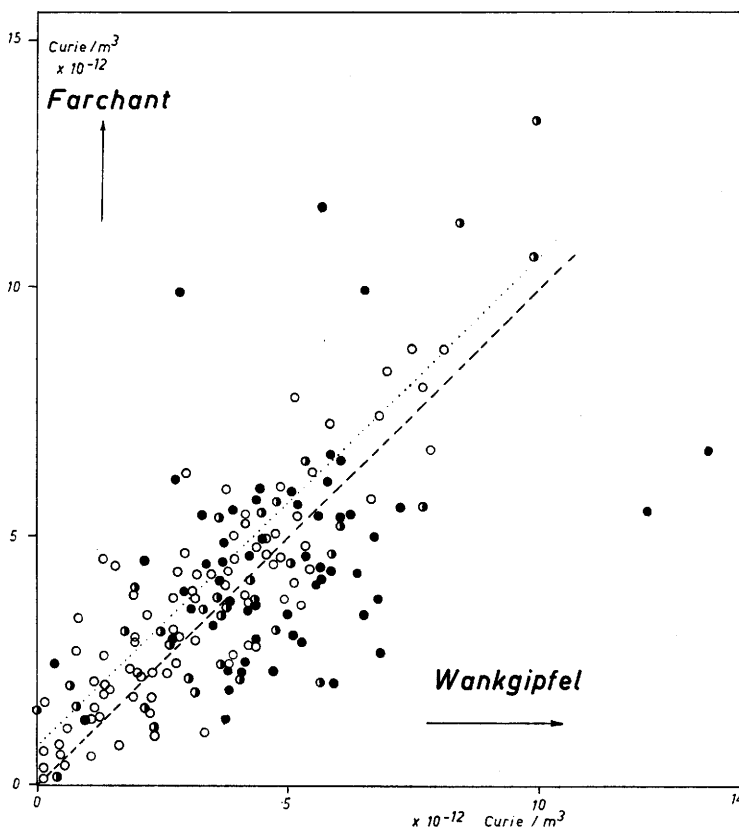


Abb. 10

Gleichzeitige Einzelmessungen der künstlichen Luftradioaktivität an Station Farchant und Station Wankgipfel gegeneinander aufgetragen. Es ist der Labilitätsgrad der atmosphärischen Schichtung zwischen 500 und 700 mb berücksichtigt (● stark labil, ◻ indifferent, ○ stabil), April 1958 — Juli 1958.

gleicher Stelle die weiter zurückliegenden Daten der Station Farchant).

Wie die Tabelle 4 zeigt, sind die Extremwerte nach beiden Seiten an der Bergstation ausgeprägter als im Tal.

Nach Abb. 9 und Tabelle 4 scheint es so, als würde es sich angesichts der gegenseitigen Übereinstimmung der Daten nicht recht lohnen, an benachbarten Stationen mit einer Höhendifferenz von 1100 m parallele Messungen der künstlichen Luftradioaktivität auszuführen. Nun ist aber einerseits zu bedenken, daß bisher nur Meßergebnisse aus Frühjahr und Frühsommer vorliegen, während im Winter sicher erhebliche Abweichungen zu erwarten sein werden und daß andererseits in die Abb. 9 nur Tagesmittelwerte eingetragen sind. Stützt man sich auf die einzelnen Meßwerte, so weit sie gleichzeitig an beiden Stationen gewonnen worden sind und trägt man sie gegeneinander auf, wobei die atmosphärische Labilität in der Schicht 500—700 mb als Parameter berücksichtigt wird, so erhält man Abb. 10. Läge völlige Durchmischung in der Luftschicht zwischen Tal und Bergstation vor, so müßten die Werte in allen Fällen auf der gestrichelten „Mischungsdiagonalen“ liegen. Das ist nun keineswegs der Fall. Insbesondere zeigt sich, daß Meßwerte, die bei labiler Schichtung der höheren Atmosphäre gewonnen worden sind, stärker von der Mischungsdiagonalen abweichen als die während stabiler Schichtung gewonnenen*). Überraschenderweise zeigen diese bei labiler Schichtung erhaltenen Werte sowohl Überschüsse der Radioaktivität an der Tal- als auch — in anderen Fällen — an der Bergstation. Das Studium und die Analyse des zeitlichen Ablaufs werden hier tiefere Einblicke ermöglichen, wie der nächste Abschnitt zeigt.

Einfluß vertikaler Luftbewegungen auf den zeitlichen Verlauf der künstlichen Luftradioaktivität im Tal und am Gipfel

Im folgenden betrachten wir einige typische Einzelfälle, ohne hier schon auf die meteorologischen Begleitumstände in einzelnen näher einzugehen. Es kommt uns lediglich darauf an, zu zeigen, welche Variations-typen es beim Vergleich gleichzeitig in verschiedener Höhe gemessener Werte der künstlichen Luftradioaktivität gibt.

In den Abbildungen dieses Abschnittes sind wieder die Meßwerte „Farchant“ (Ordinate) gegen die Meßwerte „Wank“ (Abszisse) aufgetragen. Die zeitliche Reihenfolge der Meßwerte ist durch die Pfeile bezeichnet. In der Nacht gemessene Werte sind durch schwarze Punkte, am Tage gemessene Werte durch Ringe ausgedrückt. Die Mischungsdiagonale trägt den Buchstaben M. Liegen die Punkte im Diagramm links von ihr, so besteht ein Überschuß an künstlicher Radioaktivität im Tal, liegen sie rechts davon, besteht Überschuß am Gipfel.

Wir beginnen mit einem besonders markanten Beispiel (Abb. 11a, b). In der Nacht vom 23. zum 24. 4. 58 stieg an der Gipfelstation die Radioaktivität erheblich an. Am folgenden Tag sank die Radioaktivität am Gipfel und stieg im Tal, wobei sich die Werte angleichen: der zugehörige Punkt liegt im Diagramm auf der Mischungsdiagonalen. Anschließend bestand 2 Tage lang ein leichter Überschuß an Radioaktivität im Tal und schließlich wurden an beiden Stationen wieder normale Werte von der Größenordnung der Monatsmittel**) gemessen. Bereits der Gang der Punkte im Diagramm legt die Vermutung nahe, daß es sich hier um einen Absinkprozeß

*) Im Winter kann sich das Bild in dieser Beziehung ändern!
**) Monatsmittelwerte: fein gestrichelte Niveaulinien

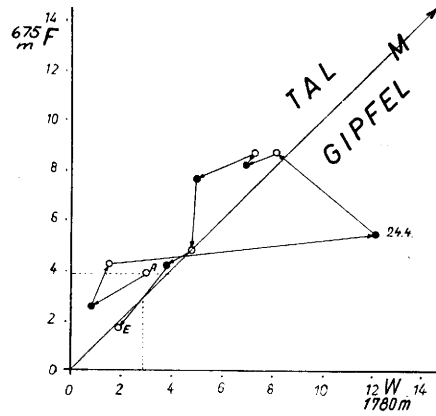


Abb. 11a

Aufeinanderfolgende Einzelmessungen der künstlichen Radioaktivität der Luft an Station Farchant (F) und Station Wank (W) gegeneinander aufgetragen, Bewegungsdiagramm. A: Anfang, E: Ende der Reihe. Zeitliche Folge durch Pfeile bezeichnet. ● Nachtwerte, ○ Tagwerte. Maßeinheiten: 10⁻¹² Curie/m³. Absinken radioaktiver Luft („Absinktyp“).

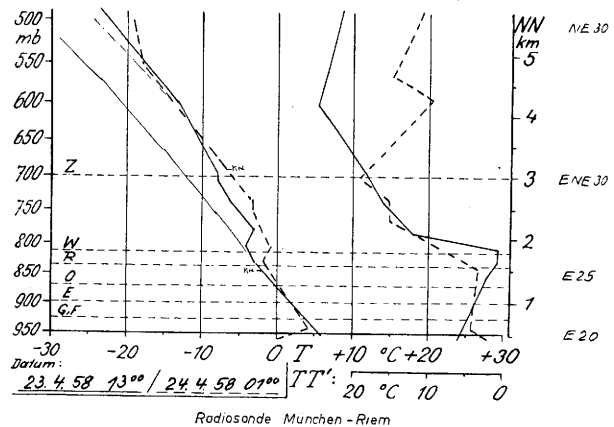


Abb. 11b

Höhenverlauf von Temperatur und Feuchte am 23./24. 4. 1958 nach der Radiosonde München-Riem.

handelt, wobei stark künstlich radioaktive Luft aus der Höhe ins Tal abgetropft ist: zunächst steigt der Gipfelwert, dann erfolgt Vermischung Gipfel-Tal durch Turbulenz und schließlich bleibt ein Rest der Radioaktivität auf der Talsohle liegen, während der Gipfel schon wieder frei ist.

Die direkte Bestätigung dieser Annahme bringt Abbildung 11b: der Radiosondenaufstieg München-Riem zeigt in der Nacht vom 23. zum 24. 4. eine Absinkinversion genau in Höhe der Station Wank (horizontale gestrichelte Linie W).

Einen ganz ähnlichen Fall („Absinktyp“) eines nächtlichen Abtropfens stärker radioaktiver Luft aus der Höhe zeigt Abb. 12, wobei allerdings die Spitzenwerte nicht so hoch liegen wie beim vorangegangenen Beispiel. Der Kurventyp ist aber genau derselbe.

Wiederum ein nächtliches Abtropfen, jedoch ohne nachfolgende Anreicherung im Tal zeigt Abb. 13. Nach Berührung der Mischungsdiagonalen wurde die Radioaktivität durch Niederschlag aus der Luft ausgewaschen.

Die vorstehenden Beispiele zeigen, daß nicht nur der vertikalen Durchmischung durch Konvektion für die Zufuhr künstlich radioaktiver Stoffe zum Boden Bedeutung zukommt, sondern auch den Absinkvorgängen. Wie unsere Messungen gezeigt haben, treten diese vor allem in den Nachtstunden wirksam in Erscheinung.

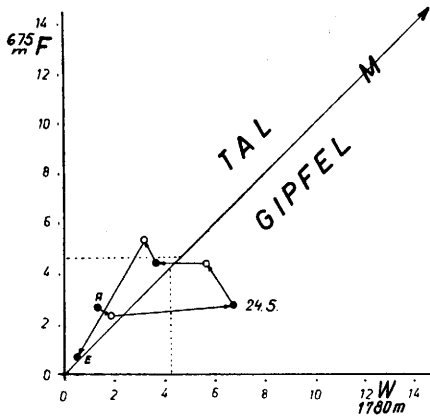


Abb. 12

Bewegungsdigramm wie Abb. 11a. Absinken radioaktiver Luft in der Nacht.

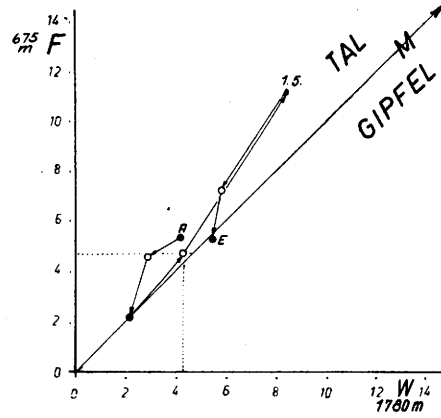


Abb. 15

Bewegungsdigramm wie Abb. 11a. Fall der fast idealen Durchmischung bei erhöhter Luftradioaktivität, „Konvektionstyp“.

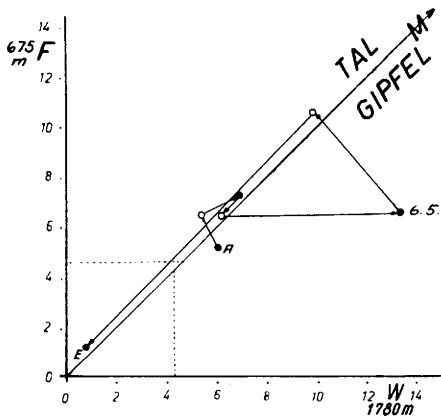


Abb. 13

Bewegungsdigramm wie Abb. 11a. Absinken radioaktiver Luft in der Nacht.

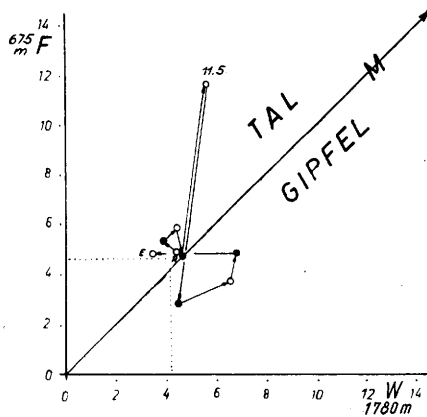


Abb. 14

Bewegungsdigramm wie Abb. 11a. Bodennahes Einströmen radioaktiver Luft.

Einen von den beschriebenen Fällen wesentlich verschiedenen Verlauf zeigt Abb. 14. Im Zusammenhang mit einem Kaltfrontdurchgang erfolgt im Tal ein steiler Anstieg der Luftradioaktivität, der die Bergstation kaum erreicht. Ihm folgt dann allerdings ein schwach ausgeprägter Absinkprozeß vom oben beschriebenen Typ. Hier haben wir also den — bisher selten beobachteten — Fall eines Vorprensens der künstlichen Luftradioaktivität in der bodennahen Schicht vor uns.

Selbstverständlich gibt es auch den Fall („Konvektionstyp“) des annähernd gleichzeitigen und gleich starken Anstiegs der künstlichen Luftradioaktivität an beiden Stationen, wie es Abb. 15 zeigt.

Zuletzt sei noch ein besonders bemerkenswertes Beispiel einer Meßreihe gebracht (Abb. 16). Vom Ausgangspunkt A ab sank die künstliche Radioaktivität zunächst infolge Niederschlag ab. Dann wurde ein vorübergehender Überschuß in der Talluft festgestellt. Ihm folgte über 5 Nächte hinweg ein stufenweise Anstieg der künstlichen Luftradioaktivität. In jeder der Nächte wurde künstliche Luftradioaktivität zum Niveau der Bergstation herabtransportiert. Jeweils über Tags erfolgte dann Durchmischung mit Rückführung der Diagrammpunkte in Abb. 16 auf die Mi-

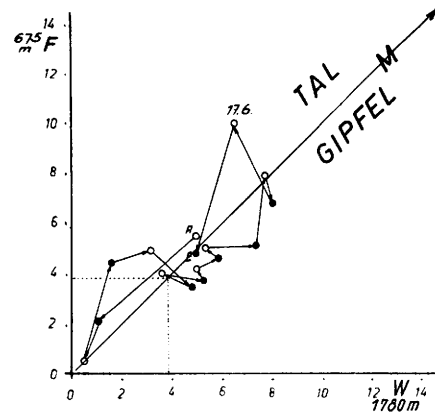


Abb. 16

Bewegungsdigramm wie Abb. 11a. Stufenweises Absinken radioaktiver Luft.

schungsdiagonale, wobei von Tag zu Tag ein höherer Radioaktivitätsspiegel an beiden Stationen erreicht wurde. Nach einem vorübergehenden Überschuß im Tal (Absinken?) fand der Prozeß ein Ende, der Pegel sank an beiden Stationen erheblich ab. Es könnte die Frage aufgeworfen werden, ob es sich bei den nächtlichen Anstiegen am Gipfel wirklich um einen Zustrom stärker radioaktiver Luft aus der freien Atmosphäre hoch über der Station handelt oder ob vielleicht auf irgendwelchen Wegen verseuchte Luft aus geringerer Höhe, die z. B. an oder unter einer Inversion lagert, also nicht aus größerer Höhe stammt, an die Bergstation geführt wird.

Hier hilft uns wieder die Betrachtung der Relativwerte der Luftverunreinigung (Filterschwärzung). In Abb. 17 ist das Verhältnis der Luftverunreinigung Gipfel zu Tal (Abszisse) gegen das Verhältnis der künstlichen Luftradioaktivität Gipfel zu Tal (Ordinate) für jedes Expositionsintervall aufgetragen. Dabei ist zwischen Werten, die in der Nacht gewonnen wurden (●) und solchen, die am Tage gemessen sind (○) un-

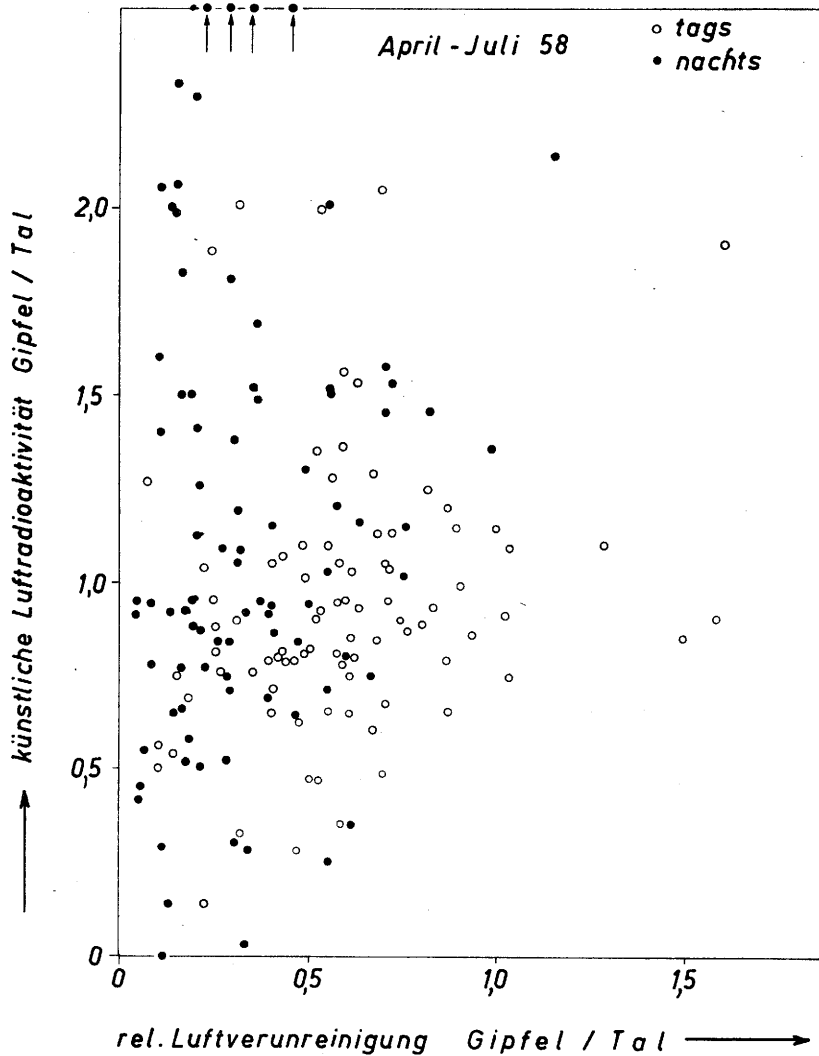


Abb. 17
Verhältnis der künstlichen Luftradioaktivität Gipfel/Tal gegen Verhältnis der Luftverunreinigung Gipfel/Tal aufgetragen.

terschieden. Man erkennt sofort: ein starker Überschuß der künstlichen Luftradioaktivität in der Nacht am Gipfel ist stets mit einem Defizit der Luftverunreinigung gegenüber dem Tal verbunden. Da aber die Talluft oder Luft aus dem Bereich einer Inversion über dem Tal auf jeden Fall unreiner ist als die in Gipfelhöhe oder darüber, kann es sich nur um einen echten Zustrom reiner Luft aus der freien Atmosphäre über der Station handeln, der zu den nächtlichen Spitzen der künstlichen Luftradioaktivität führt.

Diese herausgegriffenen Beispiele zeigen deutlich, daß es sich sehr wohl lohnt, den Vergleich der Meßwerte der künstlichen und — künftig — auch der natürlichen Luftradioaktivität, die an benachbarten Stationen mit großer Höhendifferenz gewonnen wurden, vorzunehmen und eingehende Analysen unter Berücksichtigung der meteorologischen Bedingungen durchzuführen.

Einige vorläufige Ergebnisse der Vergleichsmessungen künstlicher und natürlicher Luftradioaktivität zwischen Farchant und Schneefernerhaus

Da die im Zugspitzgebiet ausgeführte Meßexkursion zur Zeit der Abfassung dieser Arbeit noch nicht beendet war, ist eine abschließende Beurteilung der Meßergebnisse hier noch nicht möglich. Doch sollen einige vorläufige Daten unsere Betrachtungen abschließen.

Zunächst zeigt Abb. 18 einen Fall, der dem in Abb. 11a bzw. 16 dargestellten weitgehend ähnlich ist. Zweimal steigen die Werte der künstlichen Luftradioaktivität in der Nacht und am Vormittag an der Station Schneefernerhaus an, während jeweils am Nachmittag (während des Maximums der Konvektion) Annäherung

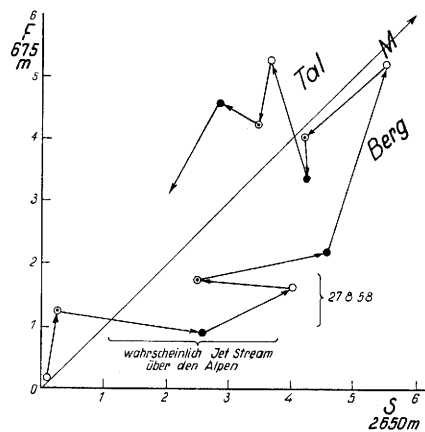


Abb. 18
Bewegungsdiagramm wie Abb. 11a, jedoch Stationen Farchant (F) und Schneefernerhaus (S) gegeneinander aufgetragen. Stufenweises Absinken radioaktiver Luft nach Jet Stream über den Alpen (● Nachtwerte, ○ Vormittagswerte, ○ Nachmittagswerte). Maßeinheiten: 10^{-12} Curie/m³.

an die Mischungsdiagonale erfolgt. Nach Ende des Zustroms aus der Höhe verbleibt im Tal unter einer ausgeprägten Inversion in 1500—1700 m Höhe ein Überschuß an künstlicher Luftradioaktivität.

Bemerkenswert ist hier außerdem die Beobachtung, die sich auf die jahrelangen intensiven Arbeiten von Schaefer (12), (13) gründet: am 27. 8. dürfte sehr wahrscheinlich über den Alpen ein Jet Stream gelegen sein, am selben Tage also, an dem der erste starke Anstieg der künstlichen Luftradioaktivität im Niveau Schneefernerhaus gemessen worden ist. Es wurden

nämlich an diesem Tage über sehr viele Stunden hinweg ungemein rasch über den Himmel — etwa von West nach Ost — eilende Cirrus uncinus- und Cirrocumulus-Wolken (z. T. mit starken Haloerscheinungen) beobachtet. Diese können nach Schaefer als beinahe sichere Lokalisierungsmarken des Jet Stream betrachtet werden.

Die nachfolgenden Tabellen 5 und 6 geben die Zusammenstellung einiger Mittelwerte der Vergleichsmessungen in der Zeit von 14. 8. bis 31. 8. 58.

Tab. 5
Vergleich Farchant — Schneefernerhaus mit Berücksichtigung des Tagesganges

Station:	Künstliche Luftradioaktivität Meßintervall: (Expositionszeit)			natürliche Luftradioaktivität (bezogen auf RaB in der Luft) Meßintervall: (Expositionszeit)		
	0000—0800	0900—1200	1300—1700	0000—0800	0900—1200	1300—1700
Schneefernerhaus						
Absolutwerte in $\times 10^{-12}$ Curie / m ³	2,6	3,5	2,5	45	64	56
prozentualer Gang	91%	122%	88%	80%	113%	99%
Farchant						
Absolutwerte in $\times 10^{-12}$ Curie / m ³	1,6	2,8	2,8	486	230	192
prozentualer Gang	68%	115%	115%	162%	76%	64%

Tab. 6
Vergleich Farchant — Schneefernerhaus,
Gesamtmittelwerte

Station	Künstliche Luftradioaktivität in $\times 10^{-12}$ Curie / m ³	Natürliche Luftradioaktivität in $\times 10^{-12}$ Curie / m ³ (bezogen auf RaB in Luft)	Relativwert der Luftverunreinigung in % / m ³ (Filterschwärzung)
Schneefernerhaus	2,8 = 5% der natürlichen Luftradioaktivität a. d. gleich. Station (bezogen auf RaB) = 118% der künstlichen Luftradioaktivität in Farchant	57 = 18% der natürlichen Luftradioaktivität in Farchant (daraus Halberhöhe für Radon rund 1000 m)	0,4
Farchant	2,4 = 0,8% der natürlichen Luftradioaktivität a. d. gleich. Station (bezogen auf RaB)	300	2,2

Während, wie schon ausgeführt, der Tagesgang der künstlichen und natürlichen Luftradioaktivität im Tal etwa gegenläufig ist, stimmen im Niveau von 2650 m die Tagesgänge der beiden Komponenten der Luftradioaktivität annähernd miteinander überein. Der Grund ist wieder leicht einzusehen: in größerer Höhe muß stets Konvektion vorhanden sein, um Radioaktivität — natürliche aus dem Tal herauf oder künstliche aus größerer Höhe herunter — an den Meßort zu bringen. Freilich befindet sich die Station Schneefernerhaus auch auf der Erdoberfläche, aus der Emanation entweicht. Diese wird aber während eines großen Tei-

les des 24-Stunden-Rhythmus (Abends — Morgens) durch Hangabwinde zu Tal befördert, wo sie zu den hohen nächtlichen Werten der natürlichen Luftradioaktivität Anlaß gibt. Als Folge dieser die Hänge nach unten abspülenden Luftbewegung wird praktisch emanationsfreie Luft aus der freien Atmosphäre über dem Gebirge angestaut, die dann auch in die Meßapparatur gelangt (diese befindet sich nur etwa 120 m unter dem Zugsplitzgrat).

Aus dem Vergleich der natürlichen Luftradioaktivität Farchant — Schneefernerhaus folgt eine ungefähre

Halbwertshöhe für Radon von 1000 m in Übereinstimmung mit bisher bekannten Werten. Diese Angabe wird natürlich durch die orographischen Verhältnisse an den Stationen mitbestimmt und hängt außerdem davon ab, inwieweit Gleichgewicht zwischen Radon und seinen Folgeprodukten, die direkt in die Messung eingehen, besteht.

Es besteht ein merklicher Überschuß an künstlicher Radioaktivität an der Station Schneefernerhaus gegenüber der an Station Farchant. Er ist jedoch klein und bedarf der Bestätigung durch die noch folgenden Meßreihen. Bemerkenswert ist aber wiederum, daß eben dieses Verhältnis der künstlichen Luftradioaktivität Tal / Hochstation besteht, obwohl, wie die Tabelle 6 zeigt, die Luftverunreinigung an der Hochstation um ein Vielfaches geringer ist als im Tal. Das beweist erneut die prinzipielle Unabhängigkeit der künstlichen Luftradioaktivität vom Grad der Luftverschmutzung und die Möglichkeit, die künstlich radioaktiven Teilchen mit dem Filter abzufangen, auch noch bevor sie sich an grobe Schwebeteilchen anlagern konnten.

Über die Beziehung zwischen künstlicher und natürlicher Luftradioaktivität einerseits und dem Verhalten luftelektrischer Größen andererseits, insbesondere im Hinblick auf luftelektrisch-synoptische Untersuchungen, wurde bereits berichtet (siehe (5), (7) und (14), sowie (1) und (2)).

Praktische Gesichtspunkte

Davon abgesehen, daß es von grundsätzlicher Bedeutung ist, zu wissen, wie sich zur gleichen Zeit die Konzentrationen der verschiedenen in der Luft suspendierten radioaktiven Stoffe in unterschiedlichen Höhen verhalten, zeichnet sich aus den bisherigen Beobachtungen folgende praktische Folgerung ab: in vielen — wenn auch nicht in allen — Fällen werden steile Anstiege der künstlichen Luftradioaktivität an einer genügend hoch gelegenen Bergstation 10—15 Stunden vor dem Eintreffen der radioaktiven Elemente im Talniveau beobachtet. Daraus ergibt sich die Möglichkeit, biologisch kritische Anstiege der Radioaktivität frühzeitig zu erkennen. Dies wird auch dadurch erleichtert, daß in größeren Höhen der Anteil der natürlichen Luftradioaktivität, vor allem der der längerlebigen Thoronfolgeprodukte, sehr gering ist und deshalb Spitzen der künstlichen Luftradioaktivität viel früher und sicherer erfaßt werden können als in niedrigen Höhen. Auf diesen Umstand wird bei anderer Gelegenheit näher eingegangen werden. Gegenüber Radiosonde und Flugzeug besitzt die Bergstation noch den Vorteil der Kontinuität der Messung und Überwachung.

Literatur

- (1) Reiter, R.: Results of two years synoptic atmospheric electric recordings at seven mountain stations between 700 and 3000 metres above sealevel. Techn. Rep. Contr. AF 61 (514)-732-C, June 1956
- (2) Reiter, R.: Behaviour of atmospheric electric magnitudes recorded simultaneously at seven mountain stations between 700 and 3000 metres above sealevel. Techn. Rep. Contr. AF 61 (514)-949, July 1958
- (3) Reiter, R.: Der Emanationsgehalt der Luft in den nördlichen Kalkalpen in Abhängigkeit von atmosphärischer Schichtung und Windrichtung. Naturwiss. **42**, 622 (1955)
- (4) Reiter, R.: Schwankungen des natürlichen Radioaktivität der Luft, Messungen in 2600 m Seehöhe in den Nordalpen. Z. Naturforsch. **11a**, 411 (1956)

- (5) Reiter, R.: Schwankungen der Konzentration und des Verhältnisses der Radon- und Thoronabkömmlinge in der Luft nach Messungen in den Nordalpen. Z. Naturforsch. **12a**, 720 (1957)
- (6) Elster, J. u. Geitel, H.: Beschreibung des Verfahrens zur Gewinnung vorübergehend radioaktiver Stoffe aus der atmosphärischen Luft. Phys. Z. **3**, 305 (1902)
- (7) Reiter, R.: Zum Einfluß der natürlichen und künstlichen Radioaktivität des Aerosols auf luftelektrische Elemente unter Berücksichtigung des Grades der Luftverunreinigung. Z. Aerosolforsch. u. Therap. **8**, 3 (1959)
- (8) Reiter, R.: Meteorologisch und geologisch bedingte Schwankungsbreite der natürlichen Radioaktivität des Aerosols in den Nordalpen nach neuesten Messungen. Z. Aerosolforsch. u. Therap. **7**, 98 (1958)
- (9) Bagge, E.: Luftradioaktivität und Windrichtung. Atomkernenergie **1**, 393 (1956)
- (10) Becker, F.: Praktische Erfahrungen mit dem Überwachungsgerät des Deutschen Wetterdienstes. Beitr. Phys. Atm. **30**, 211 (1958)
- (11) Berichte des „Sonderausschusses Radioaktivität“, Frankfurt (Vorsitzender: Prof. Dr. B. R a j e w s k y)
- (12) Schaefer, V. J.: The use of clouds for locating the jet stream: Aeroplane, October 30 (1953)
- (13) Schaefer, V. J. and Hubert, W. E.: A case study of jet stream Clouds. Tellus **7**, 301 (1955)
- (14) Reiter, R.: Registrierung des Potentialgradienten, Messung der polaren elektrischen Leitfähigkeit der Luft sowie der relativen Luftradioaktivität und Bestimmung des NO₂-Gehaltes von Niederschlägen und Nebeln auf dem Zugspitzplatt im Sommer 1955. Geofis. pura e appl. **33**, 187 (1956)

Eine fast vollständige Zusammenstellung neuester Literatur über "Radioactivity in the Atmosphere" findet sich in: Meteorological abstracts and bibliography **9**, 324 (1958)

Siehe ferner die Veröffentlichung Nr. 1 des Sonderausschusses Radioaktivität, aus Beiträge zur Physik der Atmosphäre, **30**, 2/3, 1958, insbesondere die Aufsätze von Wippermann, Roll und Frankenberg über den Vertikalaustausch und von Israel, Schumann und Sittkus zur Radioaktivität der Atmosphäre.

Diskussionsbemerkungen (nachträglich eingereicht)

H. Israel: In Ergänzung zu den Mitteilungen von Herrn Reiter über die Zusammenhänge zwischen der atmosphärischen Radioaktivität und den meteorologischen Verhältnissen möchte ich auf folgendes hinweisen:

Herr Reiter hat den natürlichen atmosphärischen Radioaktivitätsgehalt zum Luftkörper in Beziehung gebracht. Ich halte dies für nicht ganz unbedenklich aus folgendem Grund: Es ist eine immer wieder bestätigte Erfahrung, daß der Gehalt der Luft an natürlich-radioaktiven Stoffen — den Emanationen und ihren Folgeprodukten — entscheidend von den Exhalationsverhältnissen und von den meteorologischen Bedingungen am Meßort und in seiner unmittelbaren Umgebung abhängt. Sofern also die Vorgeschichte der Luft für ihren natürlichen Radioaktivitätsgehalt verant-

wortlich ist, muß dafür ihre jüngste Vergangenheit maßgeblicher sein als ihre regionale Herkunft.

Daß dies in der Tat der Fall ist, beweisen z. B. die bekannten „Aktivitätswindrosen“, die J. J a u f m a n n

(1) 1907 aus seinen Messungen auf der Zugspitze abgeleitet hat (vergl. Abb. 1).

Ein anderes Beispiel sind die im Rhythmus des Land- und Seewindes auftretenden starken Aktivi-

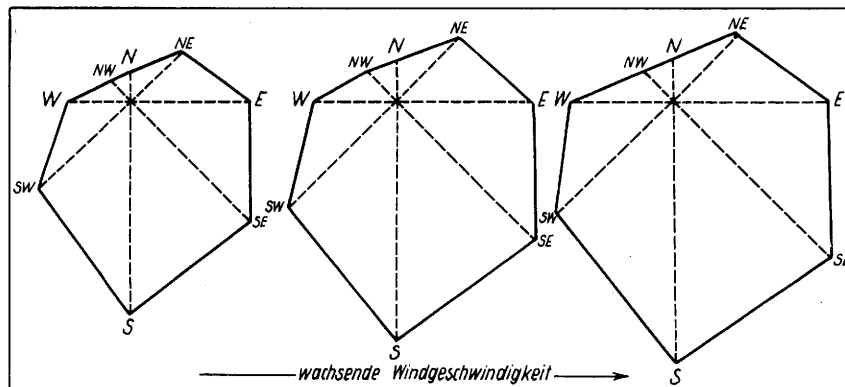


Abb. 1
Die Menge radioaktiven Materials in der Atmosphäre in Abhängigkeit von der Windrichtung und Windgeschwindigkeit auf der Zugspitze.

tätsschwankungen (2), die unabhängig vom Luftkörperwechsel sind.

Eine Gruppierung der Luftaktivitäten eines Meßortes nach Luftkörpern birgt deshalb die Gefahr in sich, daß die wahren Zusammenhänge verwischt werden.

Aus Vergleichsmessungen der künstlichen atmosphärischen Radioaktivität auf der Zugspitze und im Garmischer Tal (Farchant) zieht Reiter den Schluß, daß Erhöhungen derselben auf der Zugspitze 15 Stunden früher auftreten als im Tal. — Ich möchte dazu darauf hinweisen, daß bekanntlich der Gehalt der Luft an künstlich-radioaktiven Stoffen große Verschiedenheiten auf engem Raum zeigen kann. So findet z. B. A. Sittkus (3), daß zur gleichen Zeit in Freiburg und auf dem Schauinsland künstlich-radioaktive Aerosole verschiedenen Alters und Ursprungs vorhanden sein können. — Um bei den erwähnten Unterschieden zwischen Berg und Tal Fehldeutungen auszuschließen, muß deshalb durch entsprechende Analyse zunächst geklärt werden, ob es sich in den angeführten Fällen oben und unten um Spaltprodukte gleichen Alters und gleicher Herkunft gehandelt hat.

Literatur

- (1) Jaufmann, J.: Untersuchungen über den radioaktiven und elektrischen Zustand der Atmosphäre (Zugspitze). Dt. Meter. Jb. 1907 Bayern, C 1—38 (1909)
- (2) Israël, H.: Lufterlektrische Messungen in Leiden (Holland). Bioklim. Beibl. 2, 129—133 (1935)
- (3) Sittkus, A.: Beobachtungen an radioaktiven Schwaden von atomtechnischen Versuchen im Jahre 1953/54. Naturwissenschaften 42, 478—482 (1955)

R. Reiter: Zu den von Herrn Prof. Israël eingesandten ergänzenden Hinweisen ist folgendes zu sagen:

1. Jeder Luftkörper unterliegt einer lokalen Modifizierung. Daran ist gewiß nicht zu zweifeln. Sie wird umso größer sein, je fremder der Luftkörper, vom lokalen Klima aus gesehen, ist. Es ergibt sich daraus eine grundsätzliche Schwierigkeit bei der Verwertung von Luftkörperangaben im allgemeinen, die sich auf alle Elemente, wenn auch in unterschiedlichem Grade,

erstreckt, die den Luftkörper kennzeichnen, also auch auf Temperatur, Feuchte, Aerosol, lufterlektrische Elemente usw. Trotzdem hat sich die Verwertung des Luftkörpercharakters bei unzähligen meteorologischen, klimatologischen und bioklimatologischen Untersuchungen bewährt.

Um die Bedeutung einer wesentlichen Komponente des regionalen Einflusses im jeweiligen Luftkörper abschätzen zu können, wurden im zweiten Abschnitt meines Vortrages die Tagesgänge der Luftradioaktivität pro Luftkörper berücksichtigt. Damit ist vor allem der Einfluß des lokalen Zirkulationsgrades erfaßt, auf dessen Bedeutung Herr Prof. Israël in seiner Bemerkung mit Recht hinweist. Dem Land-Seewind entspricht in unserem Falle der Berg-Talwind.

Die von Jaufmann vor 50 Jahren gefundene Richtungsabhängigkeit der natürlichen Luftradioaktivität auf der Zugspitze wurde von uns bestätigt (vergl. Literatur (3) in meinem Vortrag). Die sich daran anschließenden Untersuchungen (1956 bis zur Gegenwart) gehen jedoch in jeder Hinsicht weit über die Feststellungen Jaufmanns hinaus (s. (5) und (7)). Der Einfluß der geologischen Struktur der näheren und weiteren Umgebung, des Bodenzustandes, der lokalen und regionalen Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten, des Berg-Tal-Windes usw. wird darin eingehend dargelegt und diskutiert, um alle gegebenen, also auch die regionalen Zusammenhänge erfassen und abschätzen zu können. Ein Teil dieser Ergebnisse ist gedrängt im zweiten Abschnitt meines Vortrages zusammengefaßt.

2). Die zweiten Bedenken, die von Herrn Prof. Israël vorgebracht werden, verstehe ich so: Unterschiede der Meßwerte zwischen einer Berg- und einer Talstation müssen nicht auf einer echten Höhendifferenz der künstlichen Luftradioaktivität beruhen, denn es gibt u. U. große Verschiedenheiten z. B. in Bezug auf das Alter der verschiedenen Elemente auf engem Raum.

Nun, gerade eben diese auf kleinem Raum vorkommenden Unterschiede im Kontaminationsgrad zu studieren, ist eine unserer Aufgaben.

Die von Sittkus gemachte Beobachtung über kleinräumige Differenzen (Basisabstand der Stationen immerhin 10 km), welche von Herrn Prof. Israël in diesem Zusammenhang zitiert wird, bietet keine Ver-

gleichsmöglichkeit mit unseren Befunden über die Radioaktivität der Luft, denn es handelt sich bei den angezogenen Freiburger Untersuchungen nicht um Konzentrationsunterschiede im radioaktiven Aerosol, sondern in Niederschlägen, die gleichzeitig am Schauinsland und in Freiburg gesammelt worden sind. Niederschläge enthalten aber nicht nur und nicht unbedingt radioaktive Partikel aus der Luft in der nächsten Umgebung und aus dem Niveau der Station. Auch beschreibt Sittkus in der erwähnten Arbeit nur einen Einzelfall. Ihm entspricht in etwa der Fall Abb. 14 in meinem Vortrag, wo das künstlich-radioaktive Aerosol lediglich die Talstation kurz streifte, ohne die Bergstation zu erreichen. In der Regel folgt aber auf ein Überwiegen an einer der beiden Stationen eine Angleichung als Folge der Durchmischung.

Nun noch einige Worte zur Frage der gleichen oder abweichenden Herkunft der abgefilterten Spaltprodukte an der Tal- und Bergstation.

Treten an den Stationen plötzlich erhebliche Differenzen der künstlichen Luftradioaktivität auf, so wird es sich in vielen Fällen eben gerade auch um Unterschiede in der Herkunft und im Alter der Elemente handeln, und es ist nicht zu verstehen, auf welchem Wege ein solcher genetischer Unterschied Anlaß zu Fehldeutungen geben soll, was die zeitlichen Änderungen an den beiden Stationen betrifft. Steigt also — z. B. nachts — die künstliche Aktivität zuerst an der Bergstation — wie von mir angenommen infolge Absinkens frisch zugeführter Spaltprodukte — so werden in den meisten Fällen durchaus am Berg und im Tal Elemente verschiedener Herkunft und verschiedenen Alters zu finden sein. Ob dem wirklich so ist, braucht nicht unbedingt experimentell erwiesen zu werden, da unsere Fragestellung davon unberührt bleibt*).

Setzt dann am Tage Konvektion ein, so wird, da Berg- und Talstation außerdem zum gleichen orographischen Berg-Talwindssystem gehören, eine Durchmischung von Berg- und Tal-Aerosol erfolgen, als deren Folge an beiden Stationen eine Angleichung hinsichtlich Konzentration — aber auch Herkunft und Zusammensetzung — des Aerosols stattfindet. Das geht aus den gezeigten Bewegungsdiagrammen 11, 12, 13, 16 und 18 deutlich genug hervor. Also auch im Falle gleicher Konzentration an Berg- und Talstation könnte eine Untersuchung des Alters und der Herkunft der künstlich radioaktiven Elemente im Aerosol keine für unsere Arbeiten wesentliche Aussage bringen, weshalb sich der mit solchen Untersuchungen verbundene zeitliche und apparative Aufwand kaum lohnen dürfte.

Wie sehr übrigens das Konvektionssystem Berg-Talwind zur Angleichung von Konzentrationen radioaktiver Aerosole beiträgt, wurde am Modellfall der natürlichen Luftradioaktivität dargelegt.

Zuletzt sei nochmals auf die so geringe Basisentfernung von nur 2,5 km zwischen den beiden Hauptstationen Wankgipfel und Farchant, die vor allem zum Höhenvergleich dienen, hingewiesen. Sie läßt, auch schon im Hinblick auf die orographischen Gegebenheiten des Geländes, Täuschungen durch horizontale Konzentrationsunterschiede beinahe mit Sicherheit ausschließen.

*) Es ist z. B. mit Sicherheit auszuschließen, daß der so oft gefundene erhebliche Unterschied (Faktor 2 und mehr) der künstlichen Luftradioaktivität an Berg- und Talstation dadurch vorgetäuscht wird, daß an der einen Station überwiegend kurzlebige, an der anderen überwiegend langlebige Elemente abgefiltert und gemessen werden. Die künstliche Radioaktivität an den Filtern klingt nämlich innerhalb der Wartezeit von 2 Tagen selbst in extremen Fällen kaum schneller als um 5–10% ab.

4. Vorträge zum Themenkreis: Biometeorologie

4.1. Geländeklima und Vegetation im Hochgebirge

von

Carl Troll

Zusammenfassung

Unter „Geländeklima“ (K. Knoch), „Mesoklima“ (Scaetta) oder „Lokalklima“ (De Martonne) sind die Differenzierungen verstanden, die durch die Geländegestaltung (Topographie) verursacht sind und die im allgemeinen nicht durch systematische Stationsmessungen, sondern aus den Wirkungen des Klimas auf Landschaftselemente, besonders auf die Pflanzendecke, erschlossen werden können.

Als „Hochgebirge“ werden die Höhenstufen der Gebirge bezeichnet, die sich nach unten durch drei Merkmale abgrenzen lassen: geomorphologisch durch die eiszeitliche Überformung der Gebirge (eiszeitliche Schneegrenze) und durch die gegenwärtige, morphologisch wirksame Bodengeformnis (Strukturbodengrenze), vegetationskundlich durch die Erhebung über die Waldgrenze. Diese drei Grenzen liegen im allgemeinen in ähnlicher Höhe und steigen von der Grenze der Polarregionen äquatorwärts an, mit einer höchsten Erhebung in den beiden Trockengürteln der Erde. Die eiszeitliche und gegenwärtige Schneegrenze gliedern die Hochgebirgsregion in eine subnivale und nivale Stufe.

Die obere Waldgrenze ist in den temperierten Breiten der Nordhemisphäre und in den Tropen durch ganz verschiedene Klimamerkmale bedingt, die sich sowohl in den Lebensformen der Bäume an der Waldgrenze als auch in einem ganz verschiedenen Verhalten zum Gelände äußern: in den höheren winterkalten Zonen durch ein Zurückbleiben des Waldes und der Bäume in den Tälern und Mulden infolge Kaltluftansammlung und Anhäufung von Lawinenschnee, in den Tropen durch ein Zurückbleiben des Waldes auf den frostreicheren und trockeneren Rücken und Kämmen. Die Ansammlung von Schnee als Treibschnee und Lawinenschnee in den Tälern und Rinnen in den höheren Breiten kann zu einer regelrechten Inversion der vertikalen Vegetationsstufen führen.

Ein Ausdruck für die frostwechselreichen Klimate der tropischen Hochgebirge (maximal 365 Frostwechselte) sind die Lebensformen der tropischen Hochgebirgspflanzen (Polsterpflanzen, Tussock-Gräser, Rübenn-Rosetten-Pflanzen, Teppichkräuter und Zwergsträucher).

Eine besondere Rolle spielt in den strahlungsreichen Regionen der Hochgebirge die Exposition zur Sonne, ganz besonders in der Subtropenzone zwischen 25° und 40°, wo einseitige Bestrahlung durch das ganze Jahr und

größere Gegensätze des täglichen Strahlungsganges herrschen. Die Strahlungsexposition kann dabei viel größere Wirkungen haben als die Regenexposition (z. B. Himalaya!). In den feuchten Tropengebirgen mit der täglichen Ausbildung einer Wolken- und Nebelbank (cloud belt, mist belt) kommt in der Hochgebirgsstufe sogar ein Gegensatz des Strahlungsklimas zwischen der starken morgendlichen Bestrahlung der Ostseiten und der geringen Bestrahlung der Westseiten in den Tagesstunden zustande, was sich z. B. in der Höhenlage der Schneegrenze und in der Dauer der Schneedecke auswirkt.

Eine Eigenart der tropischen und subtropischen Gebirge, die sich zwischen Tiefländern und Hochplateaus erstrecken, ist die sehr starke Ausbildung tageszeitlicher Winde, die in den Durchbruchstätern so stark werden können, daß wüstenrockene Talböden mit tiefenden Nebelwäldern an den höheren Talhängen wechseln.

Die vollständige Arbeit wird in den „Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien“ erscheinen.

Diskussionsbemerkung

R. Geiger: In der Diskussion begrüßte Prof. Geiger, München, den konkreten Vorschlag Prof. Trolls zur Einrichtung geländeklimatologischer Meßstationen in ausgewählten Hochgebirgslagen aller Klimazonen. Seinem zusammenfassenden Bericht auf der bevorstehenden Tagung der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft über den Stand der Wärmehaushaltsforschung vorgehend wies er darauf hin, daß für unsere gemäßigten Breiten der Wärmehaushalt schon verhältnismäßig gut bekannt sei, daß aber jetzt die entwickelten Meßmethoden in anderen, möglichst extremen Großklimaten der Erde angewendet werden müßten. Diese Notwendigkeit deckt sich also mit dem Vorschlag Prof. Trolls.

Darüber hinaus bittet er, man möge bei den geplanten Geländeklimamessungen für die instrumentelle Anlage stets als Ziel im Auge behalten, den Wärmehaushalt der Grenzfläche Boden-Atmosphäre quantitativ zu erfassen. Auch wenn dies Ziel nur unvollkommen erreicht werde, brächte erfahrungsgemäß schon diese Zielsetzung erheblichen Gewinn. Denn das Mikroklima eines Ortes wird erst dann wirklich verstanden, wenn die einzelnen Faktoren des Wärmehaushaltes wenigstens in ihrer Größenordnung zu überschauen sind.

4.2. Alpenphänologie im Rahmen der Phänologie Europas

von

Fritz Schnelle

(mit 2 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

Die bisherigen phänologischen Beobachtungen der einzelnen Länder lassen bereits die großräumigen phänologischen Verhältnisse der Alpen im Rahmen der Phänologie Europas erkennen. Durch ein Netz Internationaler Phänologischer Gärten, das auch verschiedene Teile der Alpen erfaßt, wird die Möglichkeit für einen besseren Vergleich zwischen den phänologischen Beobachtungsergebnissen in den Alpen und in den benachbarten Ländern geschaffen. Darüber hinaus ist es notwendig, die bisher bestehenden allgemeinen phänologischen Beobachtungsprogramme auf die besonderen Verhältnisse der Alpen abzustimmen.

Abstract

The phenological observations carried out hitherto in the different countries already allow for a survey on the large area phenological conditions of the Alps in the framework of European phenology. A network of International Phenological Gardens including some parts of the Alps as well, provides for the possibility to compare the phenological observations of the Alpine region with those of the neighbouring countries. It is necessary, however, to adapt the hitherto realized general programmes of phenological observations to the specific conditions of the Alps.

Résumé

Les observations phénologiques faites jusque-là dans les différents pays laissent déjà reconnaître les conditions phénologiques des Alpes dans le grand cadre de la phénologie d'Europe. Un réseau de Jardins Phénologiques Internationaux comprenant aussi la région Alpine, nous offre la possibilité de comparer les observations phénologiques des Alpes avec celles des pays voisins. Tout de même il est nécessaire d'adapter les programmes phénologiques comme réalisés à ce jour, aux conditions particulières des Alpes.

Die erste phänologische Karte, die auch die Alpen umfaßt, ist die bekannte Karte des Frühlingseinzugs von Mitteleuropa von Ihne (1). Auf dieser Karte sind noch die meisten Gebiete der Alpen leer, da es damals an den notwendigen Beobachtungen fehlte.

Inzwischen hat man in allen Ländern, die an den Alpen beteiligt sind, mit systematischen phänologischen Beobachtungen begonnen. Neben den Beobachtungen, die jetzt in den meisten Fällen von den Meteorologi-

schen Diensten der betreffenden Länder durchgeführt werden, sei hier auch auf einige frühere phänologische Bearbeitungen und Veröffentlichungen folgender Autoren hingewiesen:

A. Angot (2), Frankreich; M. Bider (3), Schweiz; H. L. Werneck (4), und F. Rosenkranz (5), Österreich; M. Minio (6), Italien; E. Ihne (7), Deutschland.

Die bisher veröffentlichten phänologischen Beobachtungen aus den einzelnen Ländern lassen schon deutlicher die großräumigen phänologischen Verhältnisse der Alpen im Rahmen der Phänologie Europas erkennen. Einen Eindruck hiervon vermittelt eine neuere phänologische Karte von Mitteleuropa, die die Alpen umschließt. Auf dieser Karte (Abb. 1) ist der mittlere Beginn der Apfel-Blüte dargestellt, der dem Frühlings-einzug entspricht. Auf dieser Karte konnte schon etwas mehr auf die Randgebiete und auf einige Täler im Innern der Alpen eingegangen werden. Im wesentlichen blieben aber die Angaben auf die Haupttäler beschränkt.

Die neueren phänologischen Beobachtungsnetze, die in den letzten Jahren in den einzelnen Ländern entstanden sind und sich in den Alpen berühren, werden wertvolles Material für weitere Erkenntnisse liefern. Es ergeben sich hier aber zwei wichtige Aufgaben, die erfüllt sein müssen, wenn man zu vergleichbaren und genaueren Erkenntnissen über die phänologischen Verhältnisse der Alpen kommen will.

Erstens muß dafür gesorgt werden, daß die Ergebnisse der Landesnetze ohne weiteres vergleichbar sind. Zweitens ist es notwendig, die bisher bestehenden allgemeinen phänologischen Beobachtungsprogramme zu erweitern und auf die besonderen Verhältnisse der Alpen abzustimmen.

Ein Weg zur Erfüllung der ersten Aufgabe — Vergleichbarkeit der Landesnetze — wird durch die Schaffung eines besonderen Internationalen Phänologischen Beobachtungsnetzes geschaffen. Z. Z. werden in verschiedenen Ländern Europas Internationale Phänologische Gärten eingerichtet, zunächst auf einem Schnitt von Skandinavien bis Jugoslawien (Abb. 2) (8).

In diesen Gärten werden erbgleiche Bäume und Sträucher angepflanzt, z. B. Fichte, Kiefer, Lärche, Buche, Eiche, Linde, Salweide, Alpen-Johannisbeere usw. Diese Pflanzen werden auf vegetativem Wege durch Stecklinge vermehrt. Jede Pflanzenart geht auf einen Baum zurück, von dem die Stecklinge entnommen werden. So wurden z. B. von einer ausgesuchten Buche, die als Mutterbaum in Dänemark in einem Arboretum bei

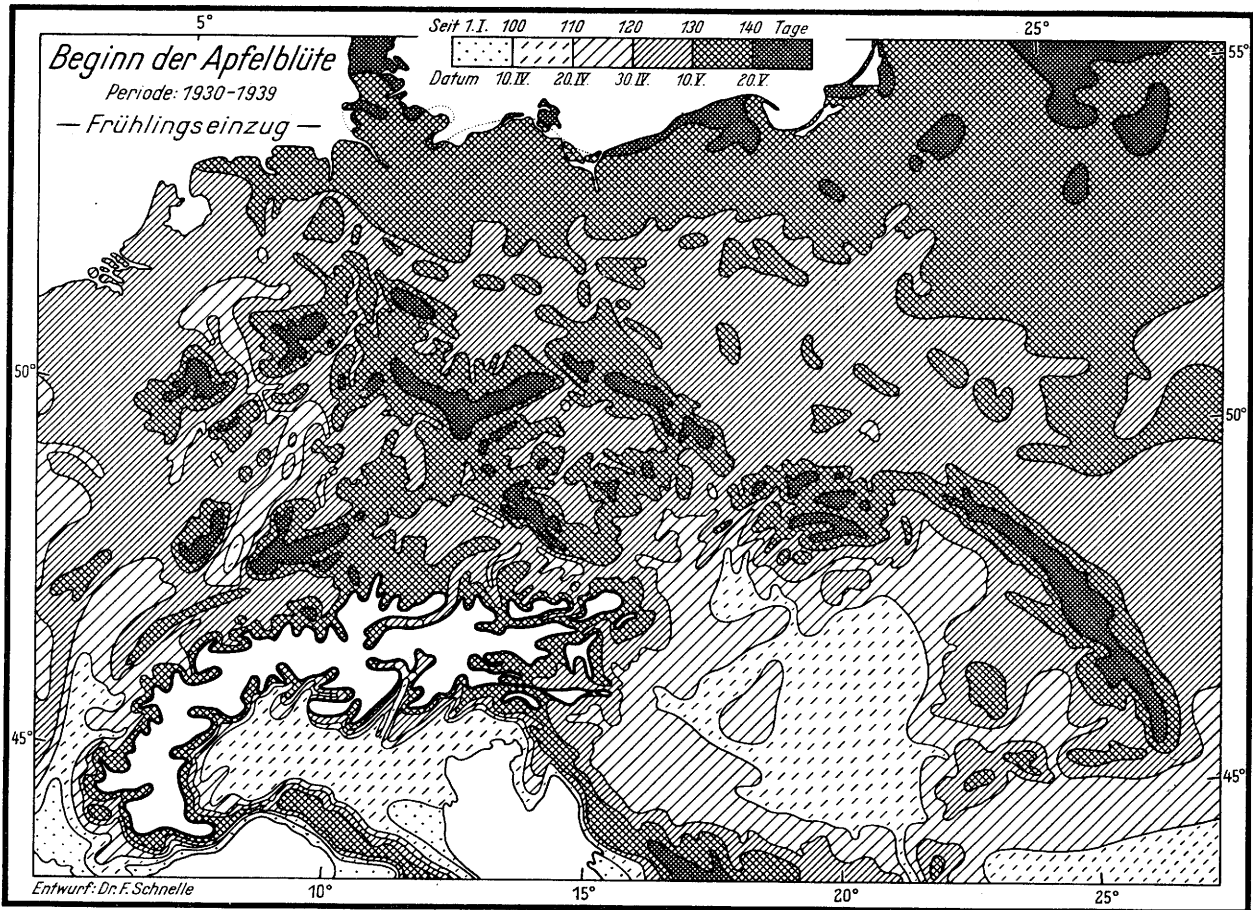


Abb. 1
Beginn der Apfelblüte (Periode 1930—1939), Frühlingseinzug

Kopenhagen steht, mehrere Hundert Zweige abgeschnitten. Durch besondere Behandlung wurden die unteren Zweigenden zur Wurzelbildung angeregt und dann in den Boden gepflanzt. Wenn sich die jungen Bäume etwas entwickelt haben, werden sie nach etwa zwei Jahren auf die einzelnen Internationalen Phänologischen Gärten verteilt. Dann stehen in allen Gärten Buchen mit den gleichen Erbanlagen. Die Unterschiede, die jetzt im Pflanzenwachstum mit Hilfe der phänologischen Daten beobachtet werden, sind allein durch die Umwelt, im besonderen durch die klimatischen Wachstumsbedingungen, verursacht. Störungen der Wachstumsgeschwindigkeit durch verschiedene innere Erbanlagen sind nicht mehr zu befürchten.

Von allen auf diese Weise vermehrten Pflanzenarten werden zunächst am Institut für Forstgenetik und Forstpflanzenzüchtung in Wäldersbach bei Frankfurt Mutterquartiere angelegt. Von hier aus erfolgt die Verteilung auf die Gärten und von hier aus können auch bei Ausfall später jederzeit wieder dieselben Pflanzenarten mit den gleichen Erbanlagen nachgeliefert werden. Von einigen Pflanzenarten werden mehrere Herkünfte von erblich einheitlichem Material nebeneinander gepflanzt. Nach dem vorliegenden Plan sind es im ganzen 20 verschiedene Pflanzenarten bzw. Herkünfte.

Die Abbildung 2 gibt eine Übersicht über die Lage der Internationalen Phänologischen Gärten, die ihre Mitarbeit bisher fest zugesagt haben. Die ersten Bäume und Sträucher wurden hier z. T. im Frühjahr 1958 gepflanzt. In den übrigen Gärten beginnt die Pflanzung im Frühjahr 1959. Nach dem bisherigen Plan verteilt sich die Vermehrung und das Heranziehen dieser Pflanzen auf einige Jahre, voraussichtlich bis 1961.

Die 43 auf der Karte eingetragenen Gärten erstrecken sich jetzt über etwa 21 Breitengrade von 63° Breite in Schweden bis 42° Breite in Jugoslawien. Neben der Haupttrichtung in der Verteilung der Gärten von Norden nach Süden zeichnet sich auch schon an einigen Stellen eine Verteilung in West-Ost-Richtung ab. So liegen z. B. mehrere Gärten ungefähr auf dem 60. Breitengrad, beginnend an der norwegischen Westküste bei Bergen, über Oslo, Brunsberg nördlich vom Väner-See bis nach Stockholm an der schwedischen Ostküste. Nach Osten zu würde diese Reihe an der Südküste Finnlands ihre Fortsetzung finden, wenn dort, wie zu erwarten ist, ebenfalls derartige Gärten angelegt werden.

Von besonderem Interesse ist die Verteilung der Internationalen Phänologischen Gärten im Alpenraum. Bisher liegen folgende feste Zusagen zur Einrichtung solcher Gärten vor:

6 Gärten in der Schweiz, davon nördlich der Zentralalpen in Nyon am Genfersee (Westufer), bei Bern und Birmensdorf bei Zürich; in den Zentralalpen im oberen Rhönental (Ort liegt noch nicht fest), im oberen Rheintal in Reichenau bei Chur; südlich der Zentralalpen in Bellinzona. 7 Gärten in Österreich, davon drei in den Zentralalpen in und bei Innsbruck, im Botanischen Garten in Innsbruck in etwa 550 m Höhe, in Rinn bei Innsbruck in 900 m Höhe und im Alpenen Botanischen Garten auf dem Patscherkofl in etwa 1900 m Höhe; ein weiterer Garten bei Klagenfurt im Institut für Angewandte Pflanzensoziologie in einer typischen Beckenlandschaft der Alpen; drei weitere Gärten am Ostrand der letzten Alpenausläufer bei Wien: am Kobenzl in etwa 450 m Höhe, in Wien, Hohe Warte im Garten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in 250 m Höhe

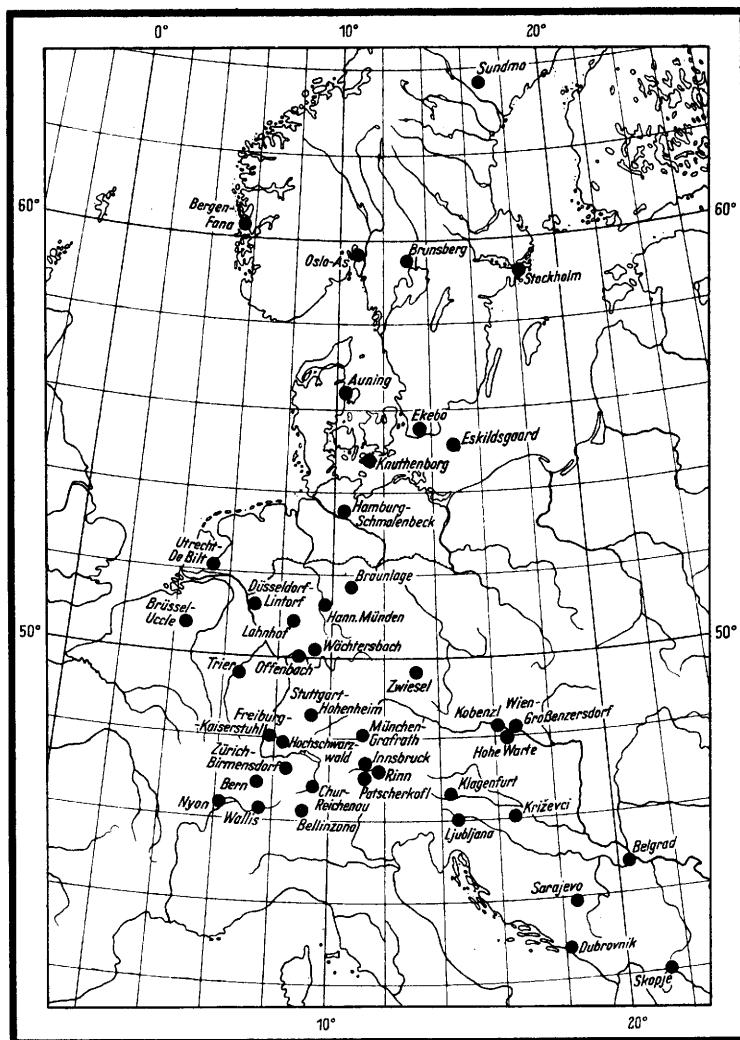


Abb. 2
Internationale Phänologische Gärten

und in Grobenzersdorf, also schon in der Ebene des Marchfeldes, in etwa 160 m Höhe.

Es zieht sich somit eine Kette Internationaler Phänologischer Gärten in West-Ost-Richtung durch die Alpen.

Weitere Gärten liegen im Vorland der Alpen: in Jugoslawien in Ljubljana und in Krizevci bei Agram, in Österreich wie schon erwähnt in und bei Wien, in Deutschland in Grafrath bei München und bei Freiburg im Kaiserstuhl und im Hochschwarzwald. Es ist zu erwarten, daß auch im Westen und Süden der Alpen noch einige Gärten hinzukommen.

Mit der Einrichtung dieser Internationalen Phänologischen Gärten ist es also gelungen, gleichsam phänologische Triangulationspunkte 1. Ordnung für die Alpen zu schaffen, die die Voraussetzungen für exakte phänologische Beobachtungen bieten und an die sich alle örtlichen Beobachtungen anschließen lassen. Damit wird es möglich sein, in Zukunft die Alpenphänologie stets in dem größeren Rahmen der Phänologie Europas zu betrachten.

Die zweite Aufgabe verlangt eine Erweiterung der bisher bestehenden allgemeinen phänologischen Beobachtungsprogramme und deren Abstimmung auf die besonderen Verhältnisse der Alpen.

Wenn man die bisher üblichen phänologischen Phasen beibehält, bleibt man im wesentlichen auf die Haupttäler beschränkt. Um aber auch in den höher liegenden Tälern und oberen Hanglagen möglichst weit bis in die

Nähe der Vegetationsgrenze die besonderen phänologischen Verhältnisse zu erfassen, muß das Beobachtungsprogramm erweitert werden. Es müssen weitere charakteristische und geeignete Pflanzen, die bis in höhere Lagen vorkommen, in den Phänologischen Diensten der Länder, die an den Alpen beteiligt sind, als Ergänzungsprogramm aufgenommen werden.

Wenn weitere Beobachtungsdaten auf Grund dieses zusätzlichen Programms gesammelt sind, kann man auch über höhere Lagen phänologische Aussagen machen und damit auch auf die dortigen Klimabesonderheiten schließen.

Dies ist um so notwendiger, da die normalen Klimastationen meistens nicht in diesen höheren Lagen vorkommen und da auch eine viel zu große Zahl von Klimastationen notwendig wäre, um alle Besonderheiten festzustellen. Zur Erfassung des Klimas in höheren Lagen sollte daher vielmehr die phänologische Beobachtung mit herangezogen werden.

Mit einem erweiterten phänologischen Beobachtungsprogramm würde man einen besseren Überblick über das Klima der mittleren Lagen gewinnen.

Für die höchsten Lagen bis zur Vegetationsgrenze, wo sich das Klima immer mehr in kleinste Sonderbezirke mit einheitlichem Charakter auflöst, wird es nötig sein, noch einen Schritt weiter zu gehen und Spezialprogramme aufzustellen, um zusammen mit pflanzensoziologischen Erhebungen „klimatisch“ einheitliche

kleinere Flächen abzugrenzen. Das ist aber ein weiterer Schritt, der bereits an einigen Stellen in Verbindung mit besonderen Aufgaben angewandt wird.

Hier interessiert zunächst der erste Schritt, die Aufstellung eines phänologischen Ergänzungsprogramms, das in allen Ländern, die an den Alpen teilhaben, gleichmäßig angewandt werden kann und das in allen Teilen der Alpen zu vergleichbaren Ergebnissen führt.

Es wird daher vorgeschlagen, im Rahmen dieser Tagungen für Alpine Meteorologie eine Arbeitsgemeinschaft für Alpine Phänologie zu bilden, die es sich zur Aufgabe macht,

1. ein besonderes alpines phänologisches Beobachtungsprogramm auszuarbeiten und den beteiligten phänologischen Länderdiensten zur Einführung zu empfehlen, sowie
2. Richtlinien zur gleichmäßigen Auswertung des gesamten in den Alpen gewonnenen phänologischen Beobachtungsmaterials auszuarbeiten.

Damit würde sich ein Weg bieten, um weitere Erkenntnisse über die besonderen phänologischen und damit auch klimatischen Verhältnisse in den Alpen zu gewinnen.

Literatur

- (1) Ihne, E.: Phänologische Karte des Frühlingseinzugs in Mitteleuropa. *Petermanns Geogr. Mitt.* **51**, 96—108 (1905)
- (2) Angot, A.: Etude sur la marche de Phénomènes de la végétation et la migration des oiseaux en France 1880 bis 1890. *Ann. Bureau Central Météor. pour 1882—1892.*
- (3) Bider, M.: Phänologische Beobachtungen in den Kantonen Basel-Land, Basel-Stadt, Uri und Graubünden. *XI. Tät.-Ber. Naturforsch. Ges. Basel-Land, 1936—1938, Liestal 1940*, 57—90.
- (4) Werneck, H. L.: Oberösterreich im Bilde der Phänologie von 1926 bis 1930. *Beih. J. Zentr.-Anst. Meteor. Geodyn. Nr. 143* (1937)
- (5) Rosenkranz, F.: Zehn Jahre Phänologie im Lande Österreich. *Wiss. Abh. Reichsamt f. Wetterd.* **7**, Nr. 2 (1940)
- (6) Minio, M.: Le osservazioni fitofenologiche della rete italiana nel 1922, 1923 — *Nuovo Giorn. Botan. Ital. N. S.* **33**, 627—679, **34**, 848—863 (1926) usw.
- (7) Ihne, E.: Phänologische Mitteilungen. *Arb. Landwirtschaftskammer Hessen und Selbstverlag* **1—59**, Darmstadt 1883—1941.
- (8) Schnelle, F. u. Volkert, E.: Vorschläge zur Einrichtung „Internationaler Phänologischer Gärten“ als Stationen eines Grundnetzes für internationale phänologische Beobachtungen. *Meteor. Rdsch.* **10**, 130 (1957)

4.3. Entwicklung einer subalpinen ökologischen Station

von

Helmut Friedel

Zusammenfassung

Die Aufgabe, die künstlich herabgedrückte Wald- und Baumgrenze in den Alpen wieder in ihre klimatisch mögliche Höhe zu heben, macht es nötig, an den Hängen der subalpinen Stufe die sehr unterschiedlichen Umweltbedingungen kennenzulernen.

1. Die einzelnen zu messenden Umweltfaktoren müssen hierzu so umgrenzt werden, wie sie für die Pflanzen entscheidend werden.
2. Auch die Art, wie sich die einzelnen Faktoren in ihrer biologischen Wirkung gegenseitig vertreten, muß erfaßt werden.
3. Es müssen womöglich ganze Hangteile flächenhaft kleinklimatisch gekennzeichnet werden.
4. Auch über regionale Unterschiede im Alpenraum müssen in absehbarer Zeit bioklimatische Kennzahlen erarbeitet werden.

Um diesen Anforderungen zu genügen, müssen die meteorologischen Meßmethoden auf den benötigten beweglichen Freilandstationen

- a) biologisiert und der Anfall von brauchbaren Klimadaten,
- b) wenigstens teilweise automatisiert werden.

4.4. Wirkungen von Strahlung und Oberflächentemperatur auf die Vegetation der subalpinen Stufe

von

Hans Turner

Zusammenfassung

Während oberhalb der Waldgrenze vielfach der vorherrschende Windeinfluß und die Schneebedeckungsdauer die Pflanzengesellschaften auf das Relief verteilen, bestimmen im subalpinen Zirben-Lärchen-Wald mehr der expositionsweise Strahlungsgenuß und die Bodentemperatur das Auftreten der verschiedenen Vegetationseinheiten. In windabgeschirmten, südexponierten Lagen führen extreme Bodenoberflächentemperaturen zu Hitzeschäden an Pflanzen und zur Vegetationslosigkeit, dagegen ist im Zirbenwald die Strahlung unter das Assimilationsoptimum reduziert. Frosttrocknis und Strahlungsschäden bei Schneelage gefährden die Existenz des Baumjungwuchses in der Kampfzone. Die Albedowerte subalpiner Pflanzengesellschaften zeigen einen Zusammenhang mit deren Schneebedeckungsdauer.

4.5. Kleinklimatische Messungen im Massiv der Bjelašnica/Jugoslawien

von

Hamid Pašić

(mit 11 Abbildungen und 3 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Im Laufe der Jahre 1954 und 1955 haben wir im Massiv des Bjelašnica-Gebirges mikroklimate Messungen ausgeführt. Für solche Messungen haben wir Bjelašnica deswegen ausgewählt, weil es klimatisch ein sehr interessantes Gebirge ist, das mit seinem Massiv eine Schranke gegen das weitere Vordringen der mediterranischen klimatischen Einflüsse auf den Kontinent bildet. Die Südabhänge dieses Gebirges sind fast kahl gegenüber den Nordabhängen, die sehr dicht mit Wald bewachsen sind. Wir waren bestrebt, auf Grund einjähriger Forschungen, welche für sieben ausgewählte Expositionen an je sieben Tagen in jeder Jahreszeit mit je acht synoptischen Terminen ausgeführt wurden, zu mikroklimate Merkmalen der nördlichen und südlichen Expositionen zu gelangen. Während dieser Forschungen haben wir große Verschiedenartigkeiten in den vertikalen Temperaturgradienten, den extremen Temperaturen und Windstärken auf beiden Seiten des Massivs festgestellt. Die Messungen sind regelmäßig in verschiedenen synoptischen Situationen durchgeführt worden. Die gewonnenen Resultate sind im Referat dargestellt.

Résumé

Au cours des années 1954 et 1955, nous sommes procédés à des mesures microclimatiques sur le massif de la montagne Bjelašnica. Pour ces mesures nous avons choisi Bjelašnica parce que cette montagne est très intéressante, au point de vue climatique. Elle représente une réelle barrière contre l'influence du climat méditerranéen sur l'intérieur du continent. Les versants sud de cette montagne sont presque nus, tandis que ceux du nord sont couverts d'une forêt très épaisse. Nous fondant sur des recherches au cours d'une année que nous avons effectuées sur sept expositions bien choisies à sept jours de chaque saison avec huit termes synoptiques, nous avons essayé d'arriver à des caractéristiques microclimatiques de l'exposition nord et de celle du sud. Au cours de ces recherches, nous avons constaté une grande diversité dans les gradients verticaux, des températures extrêmes et de la force du vent des deux côtés du massif. Les mesures ont été effectuées dans les différentes situations synoptiques dont les résultats sont exposés dans notre étude.

Das Gebirgsmassiv Bjelašnica in Bosnien, Jugoslawien, erstreckt sich zwischen dem Feld von Sarajevo, dem Tal des Flusses Željeznica, des Flusses Neretva

und ihrem Zufluß Rakitnica und des Rojte-Sattels; das Massiv ist langgestreckt, klimatisch eines der interessantesten Massive in Bosnien. Das Massiv hat im Westen über den Ivan-Sattel eine Verbindung mit dem Gebirgskamm der Bitovnja und im Osten über Rojte mit dem Massiv der Treskavica; somit hat das Massiv der Bjelašnica die vorherrschende Erstreckungsrichtung von WNW — SE.

Die Nordseite, von dem Hochplateau des Igman-Vorgebirges bis unter den Gipfel der Bjelašnica ist mit dichten Laubwäldern bewachsen, hie und dort mit Nadelwäldern durchsetzt; die Wälder dominieren ausnahmslos in den Dolinen und Niederungen. Mit steigender Höhe gewinnen die Nadelwälder immer mehr die Oberhand, bis sie bei 1900 Meter in den strauchartigen Niederwald des *Pinus pumilio* übergehen. Darüber hinaus herrschen die Hochalmweiden vor. Der Kamm selber und seine ganze Südseite ist felsig und mit niederem Hartgras (*Nardus*) bewachsen oder sie ist ganz kahl mit kesselförmigen Senkungen, in welchen der Schnee manchmal auch über das ganze Jahr verweilt. Die Böschungen des Gebirgskammes fallen steil gegen Norden und Süden ab, besonders gegen den Norden zu, wo die Neigung auch über 70 Grad betragen kann.

Das ganze Massiv besteht hauptsächlich aus Kalkstein mit Übergängen zu Werfen-Schiefer des unteren Trias und der Flisch-Kalke und Mergel.

Ihrer Erstreckung nach bildet Bjelašnica förmlich eine Art klimatische Grenze zweier Klimate, des Mittelmeerklimas und des kontinentalen, und stellt im Gefüge des Gebirgskammes der Bitovnja, der Ivanplanina und der Treskavica, im ganzen gegen 150 km lang, eine wirkliche Klimascheide zwischen dem Mittelmeer- und dem kontinentalen Klima vor.

Über die meteorologischen Verhältnisse auf der Bjelašnica sind schon mehrere Studien und wissenschaftliche Abhandlungen geschrieben und dieses Material ist von beträchtlicher Bedeutung für das Klima der Bjelašnica, aber bis heute haben wir keine Angaben über die Unterschiede in den klimatischen Verhältnissen zwischen den Nord- und Südseiten des Gebirgskammes, aus welchen man den klimatischen Charakter des Gebirgszuges ersehen könnte, eines sehr bedeutsamen Gebietes, welches zwei verschiedene Klimate scheidet.

Um wenigstens in einiger Hinsicht die Bjelašnica als eine klimatische Barriere kennen zu lernen und wenigstens einige hauptsächlichsten klimatischen Eigen-

schaffen und klimatische Unterschiede der einen und der anderen Seite des Massives zu erforschen, in einem vorwiegend hochgebirgigen und schwer begänglichen Terrain, hat das Hydro-Meteorologische Institut von Bosnien-Herzegowina im Laufe der Jahre 1954 und 1955 einige kleinklimatische Beobachtungen unternommen, auf sieben charakteristischen Punkten, wobei wir solche Beobachtungsstellen zu wählen trachteten, welche ein möglichst gutes Abbild des klimatischen Profiles Norden — Süden des Massives vorstellt.

Die Beobachtungen wurden durch die Equipen simultan auf sieben Beobachtungsstellen ausgeführt, wobei alle die meteorologischen Elemente in acht Sinop-Terminen beobachtet wurden. Eine Beobachtungs-Periode währte jedesmal sieben Tage. Wir versuchten, die Beobachtungen möglichst immer bei verschiedenen synoptischen Situationen auszuführen; dabei haben wir versucht, möglichst viele Wetter-Typen zu treffen.

Wir haben angenommen, daß es nötig ist, die Messungen in jeder Jahreszeit durch sieben Tage auszuführen. Die erste Aufnahme wurde vom 30. VII. bis 6. VIII. 1954 ausgeführt, die zweite vom 12. bis 19. XI. 1954, die dritte vom 11. bis 18. III. 1955 und die vierte vom 27. V. bis 3. VI. 1955, auf allen Beobachtungspunkten gleichzeitig.

Die Temperaturmessungen wurden in den Höhen von 0, 5, 10, 50 und 200 cm vorgenommen; die relative Feuchtigkeit in den Höhen 10, 100 und 200 cm. Die Feuchtigkeit wurde ausschließlich mit dem Aspirationspsychrometer vorgenommen; die Berechnung wurde nach der psychrometrischen Formel ausgeführt. Für die Einstellung der Thermometer und der Registrier-Instrumente haben wir spezielle meteorologische Hütten machen lassen, für leichten Transport angepaßt. Die Abbildung dieser Hütten ist aus der Abbildung 1



Abb. 1
Spezielle meteorologische Hütte

ersichtlich. Diese Hütten wurden vor der Aufnahme geprüft und mit der normalen Hütte verglichen.

Die Durchführung der Aufnahme war sehr beschwerlich, weil man bei Tag und Nacht arbeitete, bei jedem Wetter. Wo es möglich war, benutzten wir touristische und ähnliche Objekte für die Unterkunft des Beobachtungspersonals, aber dieses verbrachte die meiste Zeit unter Zelten. Besonders schwer waren die Be-

dingungen auf den Stellen 4 und 6, wo keine Objekte in der Nähe waren und im Winterhalbjahr der hohe Schnee, niedrige Temperaturen, starke Winde mit Schneewehen und auch Gefährdung durch wilde Tiere an das Beobachtungspersonal außerordentliche Anforderungen stellten. Aus diesen Gründen waren wir gezwungen, bei der zweiten und dritten Aufnahme uns mit zwei- bis dreimaligen Beobachtungen pro Tag begnügen zu müssen, aber bei möglichst voller Nutzung der Registrierinstrumente. Die Hütten wurden öfters durch Schneewehen eingeweht, und wir hatten ständig Mühe mit der Sicherstellung und der vorschriftsmäßigen Instandhaltung der Instrumente.

Alle Instrumente, welche bei der Aufnahme verwendet wurden, waren zuvor geprüft; das Beobachtungspersonal war ausschließlich fachlich qualifiziert, davon fünf mit Universitätsbildung.



Abb. 2
Das Gebirgsmassiv Bjelašnica

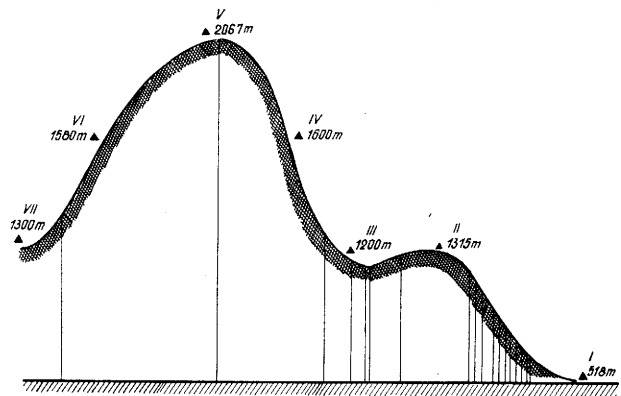


Abb. 3
Profil der Bjelašnica mit der Lage der Beobachtungsstationen

Aus der beiliegenden Karte (Abb. 2) und der Skizze des Vertikal-Durchschnittes des Massivs (Abb. 3) ist die Lage der Beobachtungsstellen ersichtlich, mit Angabe der Seehöhe, auf welchen die Beobachtungen ausgeführt wurden. Diese Punkte haben wir zu beiden Seiten des Massivs möglichst auf gleichen Seehöhen bestimmt, wobei wir bestrebt waren, korrespondieren-

de Stellen-Paare zu bekommen, mit gleicher oder ähnlicher Gestaltung des Terrains zwecks besserer Vergleichsmöglichkeiten der einzelnen klimatischen Elemente.

In den Abbildungen 4—7 sind die Temperaturverläufe für die Punkte II, V und VII dargestellt, für

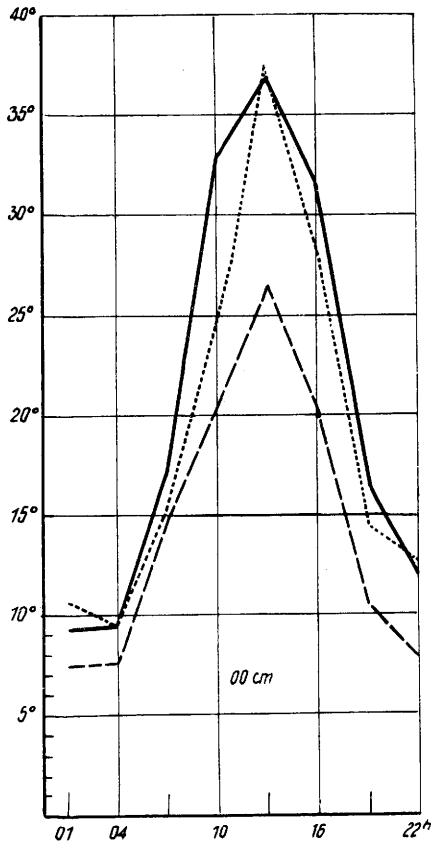


Abb. 4
Temperaturverlauf im Sommer an den Beobachtungsstationen II (...), V (---) und VII (—) in 0 cm Höhe

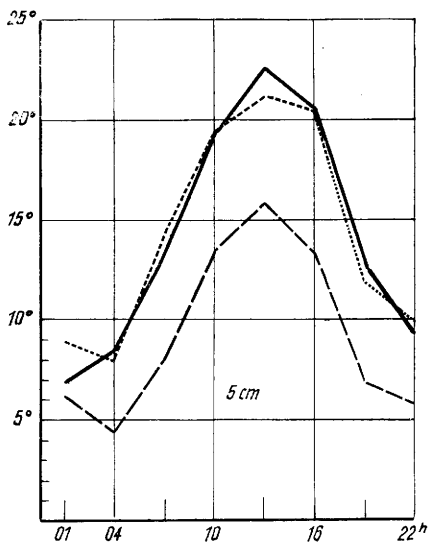


Abb. 5
Wie Abb. 4, jedoch in 5 cm Höhe

die erste Aufnahme in der Sommerzeit, und zwar für die Höhen von 0, 5, 50 und 200 cm über dem Boden, woraus man mit verhältnismäßiger Klarheit die Temperatur-Unterschiede ersehen kann, welche sich aus den Verschiedenheiten der Exposition ergeben sowie

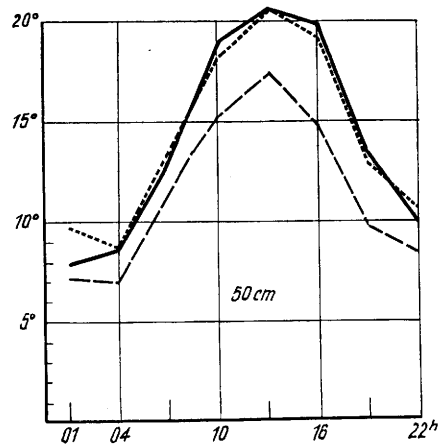


Abb. 6
Wie Abb. 4, jedoch in 50 cm Höhe

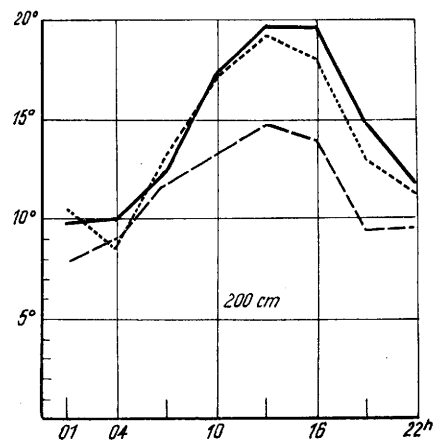


Abb. 7
Wie Abb. 4, jedoch in 200 cm Höhe

aus dem Einfluß der hohen Gebirgs-Barriere, wobei auch die Unterschiede zwischen der vollen Vegetation der Nordseite und der sehr kargen der Südseite mitspielen mögen. Zeit und Raum hat uns nicht zugelassen, um auch für die anderen Stationen und für andere Beobachtungs-Zeiten die Temperatur-Verläufe hier vorzuführen.

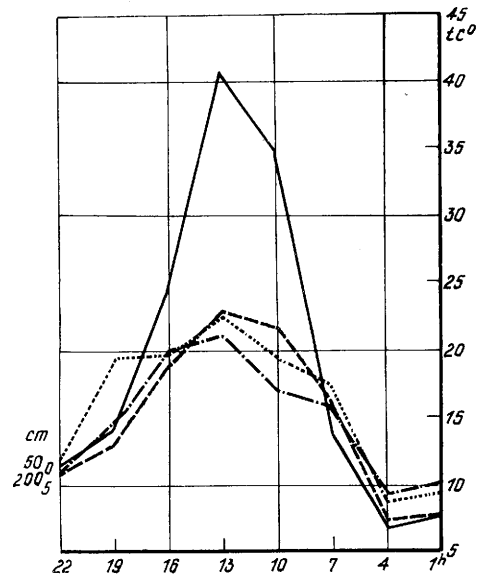


Abb. 8
Temperaturverlauf am 3. 8. 55 (klarer Sommertag) für Station IV

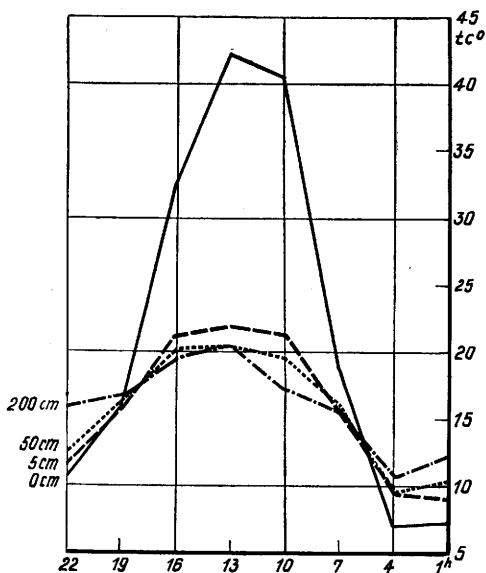


Abb. 9
Wie Abb. 8, jedoch für Station VI

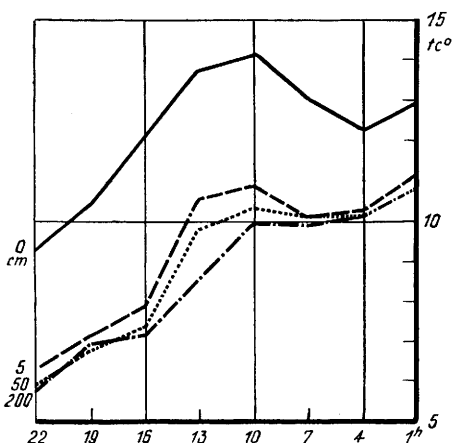


Abb. 10
Temperaturverlauf am 31. 7. 55 (bewölkter Sommertag)
für Station IV

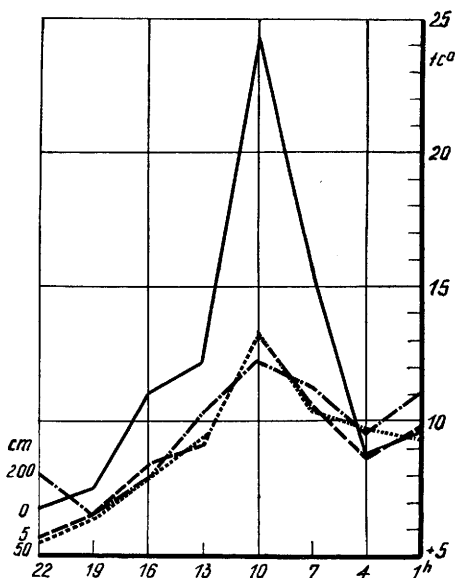


Abb. 11
Wie Abb. 10, jedoch für Station VI

In den Abbildungen 8—11 haben wir den Tagesverlauf der Temperatur durch 24 Stunden des gleichen

Tages dargestellt, für die Stationen IV und VI, getrennt für einen bewölkten Sommertag und für einen klaren Sommertag. Im ersten Falle hatten wir einen Fall des Einbruchs der kalten Front aus der Richtung NW, und zwar um 10 Uhr vormittags.

Alle Kurven für beide Seiten bzw. Stationen weisen deswegen um 10 Uhr Oszillationen auf, aber die Oszillation ist auf der Südseite des Massivs viel schärfer und der Temperatur-Fall viel schneller als auf der Nordseite. Die Kaltluft, welche nach der Front herkommt, füllt das Nordbecken verhältnismäßig langsam an, sich dabei ständig in die Höhe hebend, bis zur Höhe des Massivs und fällt danach schnell an der entgegengesetzten Südseite hinab. Deswegen sind die Kurven-Verläufe von der Nordseite gleichmäßiger als die von der Südseite.

Der schnelleren Kühlung bzw. der größeren Steilheit der Kurven von der Südseite entspricht in gewissem Maße auch die Kahlheit des Bodens, was auf der Nordseite nicht der Fall ist.

Dieses interessante Beispiel des Charakters der Temperatur-Kurve bei einem Front-Durchgang könnten wir fast gewiß für ein allgemeines Beispiel des Verhaltens in Hochgebirgs-Regionen dieses Gebietes betrachten.

Bei klarem Wetter sind die Temperatur-Kurven bei beiden parallelen Stationen fast gleich. Die Konstanz der Temperatur in 50 cm vom Boden in der Zeit zwischen 16 und 19 Uhr auf der Nordseite läßt auf eine Existenz von Turbulenz am Boden schließen, welche zu dieser Zeit in der niedrigsten Bodenschicht nicht durch Wind paralisiert ist, wegen der Vegetation, während

Tab. 1

Mittlere Tagestemperaturen

	I	II	III	IV	Bjelaš.	VI	VII
I. Periode (30. VII. — 6. VII. 1954)							
30. VII.	20.0	16.2	16.2	14.2	15.4	13.6	17.1
31.	15.9	9.6	10.6	9.2	8.0	8.0	11.0
1. VIII.	17.3	10.4	10.1	9.2	6.2	8.2	11.1
2.	18.0	13.3	9.7	12.0	8.6	12.0	13.0
3.	20.0	16.1	12.4	15.6	13.4	15.8	16.4
4.	22.0	17.6	14.6	17.5	15.0	15.4	16.4
5.	20.3	14.9	11.7	15.7	13.0	13.2	17.1
II. Periode (12. XI. — 19. XI. 1954)							
12. XI.	9.4	7.1	7.1	5.3	3.5	5.3	7.9
13.	9.2	8.1	8.3	6.5	4.0	5.6	8.7
14.	8.0	3.4	3.8	0.0	0.4	1.9	3.7
15.	5.4	-0.8	-0.1	-4.5	-5.1	-3.8	0.1
16.	2.6	-4.4	-3.6	-8.1	-10.0	-7.6	-0.4
17.	-0.8	-5.7	-5.1	-9.1	-12.3	-8.6	-5.2
18.	-2.0	-7.2	-6.6	-9.8	-11.7	-10.0	-6.3
III. Periode (11. — 18. III. 1955)							
11. III.	2.2	-1.8	-1.2	-5.6	-3.4	-4.9	-0.8
12.	4.2	-1.3	-0.2	-8.2	-3.1	-3.5	-0.8
13.	4.8	-1.8	-0.2	-10.3	-5.4	-5.1	-1.6
14.	2.4	-4.1	-2.6	-11.0	-8.1	-6.9	-3.0
15.	0.6	-5.8	-4.9	-3.9	-11.0	-9.1	-4.4
16.	0.8	-6.7	-6.2	-5.2	-10.8	-9.8	-5.6
17.	2.5	-1.4	-3.0	-4.8	-6.4	-4.8	-2.0
IV. Periode (27. V. — 3. VI. 1955)							
27. V.	16.4	12.8	14.3	11.2	6.7	10.6	12.8
28.	17.1	13.2	13.6	11.6	7.4	11.4	13.2
29.	12.1	9.3	9.5	7.3	4.2	7.3	9.6
30.	10.5	4.6	4.9	3.0	-0.7	3.3	6.1
31.	8.7	7.6	2.9	1.3	-3.0	1.4	4.2
1. VI.	11.6	5.3	5.8	3.8	0.9	4.4	6.9
2.	13.6	8.7	7.2	8.0	4.5	8.5	8.9

dieselbe auf der kahlen Südseite schon unmöglich gemacht ist durch den mäßigen oder mittelstarken Wind, weswegen das Fallen der Kurve noch steiler verläuft als jene in 200 cm.

Die Tagesmittel-Werte der Temperaturen in 200 cm, getrennt für jeden Tag, sind in der Tabelle 1 enthalten.

Wenn wir die entsprechenden Stationen-Paare II und VII, als auch IV und VI betrachten, sehen wir, daß in allen vier Beobachtungs-Perioden nur viermal der Fall vorkommt, daß die mittlere Tagestemperatur auf der Nordseite höher war als auf der Südseite. In zwölf Fällen aber war der Mittelwert der Temperatur auf der Nordseite bei der Station IV höher als bei der Station VI.

Die Stationen I und III können nicht miteinander und auch nicht mit anderen angeführten Stationen in diesem Sinne verglichen werden, weil die erste in dem Becken von Sarajevo selbst gelegen ist, welches sein eigenes Beckenklima hat, die andere aber eine spezifische Lage hat, in einem relativ weiten Bergkessel, wo wir im Laufe aller Beobachtungen ausgeprägte Temperatur-Inversionen festgestellt haben, in jeder Jah-

reszeit, besonders aber noch bei reinem Antizyklon-Wetter, wenn dieses über Süd-Europa dominiert.

M. Salihbegović hat in einer Abhandlung diese Inversionen speziell bearbeitet und hat gefunden, daß der Vertikal-Gradient bei einigen Antizyklon-Wettertypen auch den Wert von 50° C überschreitet, auf 100 Meter.

Wenn wir den Verlauf der maximalen und der minimalen Temperaturen auf allen Stationen betrachten, kommen wir zu interessanten Bemerkungen: von den gesamten 28 Tagen, an denen beobachtet wurde, war das absolute Temperatur-Maximum in 18 Fällen an der Nordseite höher als an der Südseite, während das absolute Minimum nur in zwei Fällen an der Südseite niedriger war als an der Nordseite. Diese Angaben könnten uns dazu bewegen, Schlüsse von höheren Temperaturen des Nordhanges abzuleiten, doch zu diesem scheinbar unverhofften Fall kommt es davon, daß die Expositionen der Nordseite im Verhältnis zu dem Einfallswinkel der Sonnenstrahlen auf den Beobachtungspunkt günstiger liegen.

Die maximalen und minimalen Temperaturwerte sind in der Tabelle 2 angeführt.

Tab. 2
Maximale und minimale Temperaturen

Dat.	I		II		III		IV		Bjelašnica		VI		VII	
	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min
I. Periode (30. VII. — 6. VIII. 1954)														
30.	27.8	16.0	23.1	7.0	24.3	7.4	24.5	9.0	17.6	9.0	19.5	10.5	25.5	9.0
31.	19.2	13.5	13.3	7.6	15.1	8.8	12.5	6.5	12.8	3.4	18.8	5.2	20.5	8.3
1.	24.4	12.4	18.0	6.0	18.2	6.1	14.2	5.2	7.6	2.8	18.9	5.6	17.2	7.7
2.	28.8	8.0	22.3	5.5	22.3	-1.6	18.0	5.2	12.5	5.0	16.9	7.3	21.2	4.5
3.	30.7	9.6	25.1	8.0	25.1	-2.4	21.5	8.5	15.4	8.8	20.4	10.5	25.2	7.2
4.	31.6	12.4	26.8	11.8	26.8	0.6	24.0	11.5	17.8	11.0	22.2	14.0	25.5	8.7
5.	31.2	9.2	25.2	9.3	27.7	-3.1	22.4	8.7	20.0	10.5	21.8	12.3	25.9	6.2
II. Periode (12. XI. — 19. XI. 1954)														
12.	11.8	8.0	10.1	3.0	15.1	3.6	10.8	3.3	5.0	3.2	6.5	3.0	10.4	5.6
13.	11.2	7.6	13.6	4.7	16.3	5.0	11.1	2.0	5.2	3.0	9.6	3.0	16.0	5.0
14.	10.0	7.0	7.0	1.7	8.2	2.4	3.5	-2.7	3.0	-3.0	3.9	-0.9	5.9	2.1
15.	7.4	4.4	3.0	-2.0	2.9	-1.0	-1.6	-7.0	-2.4	-8.2	-0.1	-6.4	2.6	-1.6
16.	4.8	0.2	-1.6	-5.6	-0.6	-4.8	-7.4	-8.8	-8.2	-12.0	-7.0	-8.3	-1.1	-5.5
17.	0.2	-1.4	-5.0	-6.5	-3.8	-5.7	-8.9	-9.4	-10.6	-13.0	-8.1	-9.0	-4.4	-6.3
18.	-0.2	-3.0	-5.0	-8.4	-5.2	-7.3	-9.3	-10.5	-10.6	-12.8	-8.8	-12.0	-4.2	-7.5
III. Periode (11. III. — 18. III. 1955)														
11.	5.6	0.2	4.3	-3.2	4.0	-3.3	-1.8	-8.4	-2.3	-7.0	-2.9	-7.0	6.0	-4.2
12.	7.4	1.6	1.5	-2.6	3.4	-2.2	-5.0	-10.8	-1.8	-5.9	-3.0	-5.9	10.1	-5.9
13.	9.8	2.0	9.8	-4.0	8.1	-2.7	5.8	-11.4	-1.8	-7.4	-1.0	-7.9	6.0	-4.2
14.	5.4	1.4	-0.1	-5.2	0.4	-3.0	-5.0	-13.5	-6.2	-11.0	-2.6	-9.4	1.0	-6.0
15.	1.9	0.0	-3.8	-6.5	-3.3	-5.3	-1.3	-9.7	-10.2	-11.6	-7.8	-9.9	-2.3	-6.5
16.	3.8	1.0	0.0	-8.5	-1.1	-7.7	-3.5	-12.0	-9.0	-12.5	-7.1	-11.0	0.0	-8.3
17.	13.1	-4.4	15.2	-10.6	11.1	-17.5	-2.6	-8.2	-3.0	-9.8	-1.8	-8.0	10.1	-12.5
IV. Periode (27. V. — 3. VI. 1955)														
27.	23.2	9.1	18.3	7.0	20.1	8.3	13.7	8.3	8.8	-2.0	12.0	9.0	18.9	8.1
28.	24.8	12.8	20.2	8.0	21.0	6.0	15.0	9.8	10.6	4.8	14.5	8.4	19.2	8.6
29.	15.4	10.0	14.9	5.5	15.5	5.0	10.2	3.1	6.4	0.8	9.8	2.7	13.2	6.5
30.	14.8	8.4	9.0	2.6	10.3	-1.1	4.5	1.2	1.5	-1.8	6.3	2.0	9.2	4.0
31.	14.4	5.4	8.0	0.1	9.6	-2.0	3.5	-0.4	-1.4	-6.4	3.7	-0.7	9.2	1.0
1.	19.4	5.5	13.2	0.6	14.9	-1.6	9.3	-0.9	3.2	-3.6	8.9	-0.9	14.0	1.3
2.	21.4	4.0	16.8	0.4	17.3	-7.8	13.5	2.6	10.6	1.0	14.3	2.3	18.0	1.0

Die Tabelle 3 zeigt die mittleren Temperaturwerte jeder einzelnen Meßperiode für die entsprechenden sieben Tage. Da sind auch die Temperatur-Summen, die relative Luftfeuchtigkeit und die Niederschlags-höhen angeführt. Wenn wir auch hier die Werte der

Stationen II und VII sowie IV und VI vergleichen, kommen wir zu der Bemerkung, daß sowohl die mittleren Temperaturen als auch die Temperatur-Summen fast in allen Fällen ein wenig bis beträchtlich höher sind an der Südseite als an der Nordseite.

Tab. 3
Mittelwerte der klimatischen Hauptelemente

	II	III	IV	Bjelaš.	VI	VII	
M_t	13.7	12.6	11.4	10.1	13.7	14.7	I. Periode
M_t	-0.2	0.4	-2.9	-6.0	-2.5	0.4	II. Periode
M_t	-3.2	-2.3	-7.0	-7.4	-6.3	-2.5	III. Periode
M_t	8.2	6.2	6.7	2.8	6.7	8.6	IV. Periode
ΣT	786.6	705.0	730.5	599.3	782.7	843.7	I. Periode
ΣT	-49.6	-17.2	-141.2	-298.8	-188.4	-21.5	II. Periode
ΣT	-185.0	-127.9	-377.2	-390.4	-370.0	-143.6	III. Periode
ΣT	479.6	438.4	362.2	154.3	362.6	479.2	IV. Periode
U	81	80	76	70	90	83 %	I. Periode
U	97	92	96	98	95	91 %	II. Periode
U	88	86	91	92	90	90 %	III. Periode
U	81	80	89	92	90	86 %	IV. Periode
RR	15.7	4.3	4.2	4.0	4.3	5.3 mm	I. Periode
RR	98.3	104.4	82.7	17.3	0.3	39.8 mm	II. Periode
RR	6.2	5.9	6.3	4.0	4.6	4.0 mm	III. Periode
RR	25.8	27.2	31.2	33.2	23.8	19.3 mm	IV. Periode

Schlußbemerkungen

Bei diesen Messungen interessierte uns, den klimatischen Charakter der zwei gegenseitigen Hänge kennen zu lernen, um eine Vorstellung von der Grenze des Einflusses der zwei verschiedenen Klimate zu bekommen. Außerdem war uns das Problem des Vegetationsmangels an der ganzen Südseite des Gebirgsmassivs der Bjelašnica von Wichtigkeit. Die aufgeführten Beobachtungen ergaben Resultate, welche uns zu dem Schlusse führen, daß die Nordhänge des Massivs etwas kühler sind, und daß das Massiv selber mit seinem Kamm das mittelländische Klimagebiet gerade von dem kontinentalen Gebiet teilt. Die Niederschlagsverteilung ist ganz unregelmäßig und hängt in der Hauptsache von den synoptischen Situationen ab.

Im Laufe der langjährigen Beobachtungen auf dem Höhen-Observatorium Bjelašnica wie auch während unserer Beobachtungen stellten wir fest, daß die Südwinde ihrer Stärke und mechanischer Energie nach beträchtlich stärker sind als die Nordwinde und daß es speziell im Sommer bei Höhen-Zyklonen mit dem Zentrum auf dem afrikanischen Kontinent zu sehr trockenen Höhenwinden kommt, welche auch in der zweiten Beobachtungs-Periode bemerkt wurden. Deswegen kommt es zu intensiverer Verdunstung und Austrocknung des Bodens am Südhänge des Massivs und alles das zusammengenommen trägt in großem Ausmaß zu der kargen Vegetation des Südhanges des Massivs bei.

Literatur

- (1) Lüdi, W.: Mikroklimatische Untersuchungen an einem Vegetationsprofil in den Alpen von Davos. Zürich 1937, 1938 und 1939
- (2) Kraus, G.: Boden und Klima auf kleinstem Raum. Jena 1911
- (3) Fabijanovsky, J.: Untersuchungen über die Zusammenhänge zwischen Exposition, Relief, Mikroklima und Vegetation in der Fallätsche bei Zürich. Bern 1950
- (4) Eggler, J.: Kleinklimatische Untersuchungen in den Flaumeichenbeständen bei Graz. Bioklim. Beibl. 9, 94 (1942)
- (5) Braun, Blanquet J.: Pflanzensoziologie. Wien 1951
- (6) Braun, J. und Fukarek, P.: La foret de Pinus Salzmann de Saint-Guilhem - le - Desert. Montpellier 1955
- (7) Penzar, I.: Mikroklimatska istraživanja u kotaru Križevci. Zagreb 1956
- (8) Škrabar, F.: Klimatološka diferencijacija terena. Sarajevo 1956
- (9) Pašić, H.: Le methodes employées pour mesurer les precipitations dans les haut montagnes. Météorologie No 45—46, 143 (1957)
- (10) Pašić, H.: Mikroklimatische Messungen im Kurorte Srebrenica in Bosnien. Wetter u. Leben 7, 281 (1955)
- (11) Pašić, H.: Observatorium Bjelašnica 1901—1940. Sarajevo 1952

4.6. Zur Klimatologie der Arbeitsbedingungen im Freien in alpinen Landschaften

von

Friedrich Lauscher

(mit 3 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

Das Arbeiten im Freien ist im Durchschnitt der Ostalpenländer in verschiedenen Seehöhen jährlich an folgender Zahl von Tagen schwer möglich: 250 m: 47; 500 m: 75; 1000 m: 103; 2000 m: 179; 3000 m: 292 Tage. Die Wahrscheinlichkeit solcher Tage steht in engem Zusammenhang mit der Durchschnittstemperatur und der Niederschlagssumme der einzelnen Monate (siehe Formeln im Texte und Abb. 1). In Abb. 2 sind die großen regionalen Unterschiede dargestellt, in Abb. 3 die großen Variationen durch die wechselnde Witterung.

Abstract

Open air-working is hardly possible in the different heights of the Eastern Alps, averaged over all regions, on the following number of days per annum: 250 m: 47; 500 m: 75; 1000 m: 103; 2000 m: 179; 3000 m: 292 days. The probability of such days is in close connection with the mean temperature and the amount of precipitation of the month considered (formulas in the paper and figure 1). Figures 2 and 3 show the great regional differences and the variations caused by variability of weather.

Résumé

Travailler en plein air n'est possible que avec des conditions très mauvaises aux différents hauteurs des Alpes orientales le suivant nombre des jours par an: 250 m: 47; 500 m: 75; 1000 m: 103; 2000 m: 179; 3000 m: 292 jours. La probabilité de tels jours est cohérente avec la température moyenne et le total des la précipitation du mois (regardez les formules et la figure 1). La figure 2 montre les grandes différences regionales, la figure 3 les grandes variations causées par le changement du temps.

Die Österreichische Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien hat seit dem Winter 1951/52 eine bioklimatologisch interessante Aufgabe zu erfüllen, nämlich die laufende monatliche Beurteilung der witterungsgemäßen Arbeitsbedingungen im Freien in allen Teilen des Landes bis hinauf zu hochalpinen Baustellen. In den ersten Jahren galt es, den objektiven Schiedsrichter bei der Vergebung von Prämien aus einem Fonds zu spielen, den die Bundesregierung zur Minderung winterlicher Arbeitslosigkeit im Baugewerbe ausgesetzt hatte. Die Bauherren erhielten pro Arbei-

ter und Tag winterlich behinderter Arbeitsbedingungen bestimmte Beträge ausbezahlt, abgestuft nach der Klassifizierung durch den Meteorologen in A = leicht behindert, B = behindert und C = schwer möglich. Das Schema zur ungefähren Bewertung der winterlichen Arbeitsbedingungen im Freien haben wir in (1) publiziert. Es wurde auch in den Erlässen des Bundesministeriums für Soziale Verwaltung abgedruckt, und hat trotz jahrelanger Anwendung nur einige wenige, geringfügige Einwendungen seitens der Praktiker erfahren. Gelegentlich mußte für abnormal hoch gelegene Baustellen die Witterungskategorie gesondert beurteilt und festgestellt werden. Ein Einwand (3) betraf die vielleicht wirklich etwas zu wenig in Betracht gezogene Einwirkung naßkalten Wetters bei Temperaturen zwischen 0 und +5°. Waren doch von uns vor allem Frost, Wind bei Frost, Glatteis, Matsch, hohe Schneelage mit erheblichem Neuschnee etc. als maßgeblich betrachtet worden. Das Bundesministerium für Soziale Verwaltung hat erklärt, daß durch die Mitwirkung der Zentralanstalt als objektiver Schiedsrichter dem Bunde jährlich viele Millionen Schilling erspart werden, daß implizite für den gesicherten Arbeitsplatz und das Wohl vieler Familien gesorgt werde, und daß auch der Arbeiterfolg und damit das Volkseinkommen erhöht werde.

Im Jahre 1954 wurde das Provisorium eines Regierungsfondes in ein „Bundesgesetz über die Schlechtwetterregelung im Baugewerbe“ umgewandelt (Nr. 174 aus 1954, Bundesgesetzblatt, 36. Stück). Es wurden statt der Prämien für den Bauherren, der die Arbeiter voll zu entlohnen hatte, bestimmte Entgelte für die Arbeiter für jene Stunden festgelegt, „während deren es praktisch unmöglich war, im Freien zu arbeiten“. Damit blieb nur mehr die Witterungskategorie C (= Arbeit schwer möglich) von Interesse. Das Wort „unmöglich“ wurde vermieden. „Praktisch unmöglich“ heißt, es sei kein Fortschritt im Sinne des Bauvorhabens zu erwarten. Das Gesetz galt vorerst wieder nur für die „Schlechtwetterperiode“ vom 15. X. bis 30. IV., wurde aber durch spätere Novellierungen u. a. auf das ganze Jahr ausgedehnt. Nunmehr besteht ein Anspruch auf Schlechtwetterentschädigung innerhalb der Zeit vom 1. XI. bis 30. IV. (Winterperiode) für höchstens 192 ausfallende Arbeitsstunden, innerhalb der Zeit vom 1. V. bis 31. X. (Sommerperiode) für 72 Ausfallstunden (jedoch für Arbeitsstellen in mehr als 1500 m Seehöhe für 96 solcher Stunden). Bei außergewöhnlichen Witterungsverhältnissen eines Halbjahres wird die Zahl der entgeltbaren Ausfallstunden um 50% erhöht. Als außergewöhnlich gilt schon ein Vorkommnis, das dem Extrem der letzten zehn Jahre gleichkommt oder es übertrifft.

Die Planung des Gesetzes erforderte eine möglichst generelle Kenntnis der „C“-Tage in allen Jahreszeiten, allen Seehöhen und allen Gegenden Österreichs, und zwar nicht nur im klimatologischen Durchschnittsfall, sondern auch in allen Fällen abnormaler Witterung. Eine tagweise Beurteilung auf Grund des Extensomaterials konnte bei einer so umfangreichen Aufgabenstellung nicht mehr in Frage kommen. Wohl aber wird sie weiterhin laufend monatlich für etwa 25 (und fallweise mehr) Orte Österreichs ausgeführt.

Für die Klimatologie der C-Tage hatten M. Roller und ich (2) schon 1952 ein angenähertes Verfahren vorgeschlagen, das rein empirisch die nach Extenso-Beurteilungen aller einzelnen Monatstage erhaltenen Zahlen der C-Tage zu den beiden Grundelementen jeder klimatologischen Betrachtung, der Monatsmitteltemperatur (t in $^{\circ}\text{C}$) und der Monatsniederschlagsmenge (N in cm) in Beziehung setzte.

Nunmehr habe ich die von vier verschiedenen Meteorologen im Laufe der Jahre 1951 bis 1956 vorgenommenen Einstufungen im gleichen Sinne nochmals bearbeitet. Beurteilungen fanden einschließlich Ersatzstationen für 153 Klimastationen Österreichs statt. Diesmal versuchte ich, vielleicht verbesserte Beziehungen zu erhalten, wenn ich auch die klimatologischen Elemente Bewölkung, Windgeschwindigkeit und Zahl der Tage mit Schneedecke in Betracht zog. Doch zeigte sich der Einfluß der beiden Hauptelemente t und N , zu denen die anderen in Abhängigkeitsbeziehungen stehen, als dominierend. Mit geringen Vereinfachungen kann man die prozentuale Wahrscheinlichkeit von C-Tagen wie folgt mathematisch formulieren:

1. Bei Lufttemperaturmonatsmitteln von $+10^{\circ}$ und mehr ist die prozentuale Wahrscheinlichkeit von „C-Tagen“, d. h. Tagen mit sehr erschwerten Arbeitsbedingungen im Freien in wesentlichen nurmehr von der Monatsniederschlagsmenge abhängig, und zwar gilt bei hohen Temperaturen:

$$C (\%) = 2/3 \text{ mal } N (\text{cm}).$$

2. Bei Temperaturen zwischen etwa 5 und 10°C gilt:

$$C (\%) = 20 - 2t_{+} + 2/3 N (\text{cm}).$$

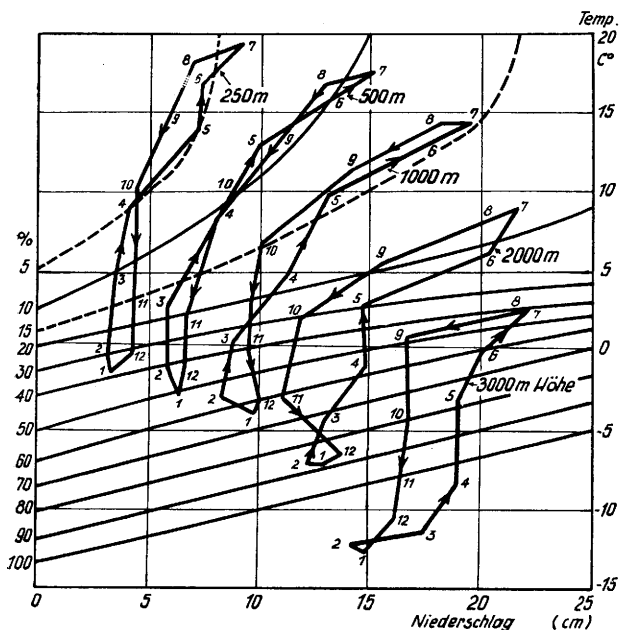


Abb. 1

Durchschnittliche Abhängigkeit der prozentualen Wahrscheinlichkeit von Arbeitsausfalltagen („C-Tagen“) von der Seehöhe im Mittel der Ostalpenländer. (Für die Höhenstufen 250, 500, 1000, 2000 und 3000 m sind monatweise Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ (Ordinate) und Niederschlagsmenge in cm (Abszisse) ablesbar. Schräg von links unten nach rechts oben laufen die Linien gleicher Wahrscheinlichkeit von Arbeitsausfalltagen).

3. Bei Temperaturen unter 0° ist der Einfluß sowohl der Kältegrade als auch des Niederschlags (Schnee überwiegend!) etwa dreimal so groß wie bei positiven Temperaturen:

$$C (\%) = 20 - 6t_{-} + 2 N (\text{cm}).$$

4. Bei Mitteltemperaturen unter -10°C (bei Niederschlagslosigkeit erst bei -13.3°C) können alle Tage als C-Tage gelten.

Die Temperaturen zwischen 0 und $+5^{\circ}\text{C}$ interpoliert man zwischen den Werten für 0° nach 3. und denen für $+5^{\circ}\text{C}$ nach 2. (siehe Abb.).

In den Abbildungen 1 bis 3 sind dargestellt:

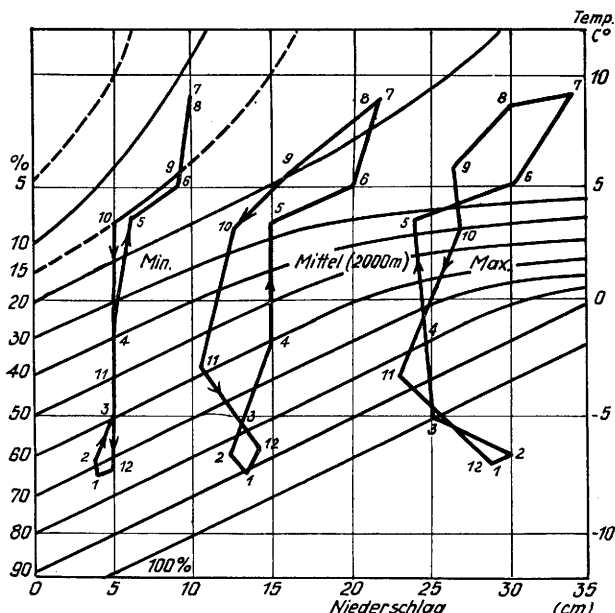


Abb. 2

Durchschnittliche, maximale (Alpenrand) und minimale (Oberinntal) Arbeitsausfallwahrscheinlichkeit für die Höhenstufe 2000 m in analoger Darstellung wie Abb. 1.

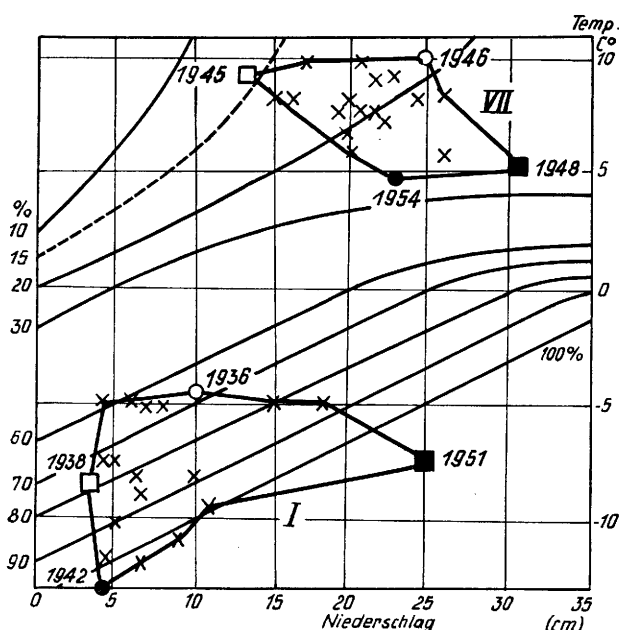


Abb. 3

Abhängigkeit der Arbeitsausfallwahrscheinlichkeit (in analoger Darstellung wie Abb. 1) von der variablen Witterung, gezeigt für die Monate Januar und Juli am Beispiel der Reisseckhütte, 2300 m, Kärnten für die 20 Jahre 1936 bis 1955. (Die wärmsten und kältesten, sowie die nassesten und trockensten Monate sind hervorgehoben, die übrigen Monate nur durch Kreuzchen kenntlich gemacht.)

1. Der klimatologische Seehöheneinfluß in den Ostalpenländern mit Hilfe von Klimagrammen für 250 m, 500 m und 1, 2, 3 km Höhe, abgeleitet aus den Bearbeitungen zum österreichischen Wasserkraftkataster (4).
2. Der überaus große regionale Spielraum (extrem nasse und extrem trockene Gegenden) mit Hilfe von entsprechenden Klimagrammen der 2-km-Seehöhenstufe (gleichfalls abgeleitet aus (4)).
3. Der ebenfalls recht große Einfluß variabler Witterungslagen am Beispiel einer Ausarbeitung für das Reisseckkraftwerk, 2300 m, für den Zeitraum 1936 bis 1955.

Abschließend sei festgehalten, daß Aufzeichnungen der Universale Hoch- und Tiefbau AG. in Wien über ihre Arbeitsausfälle im Reisseckgebiet vom März 1954 bis Juni 1955 in schönem Einklang standen mit den damaligen Beurteilungen durch die Wiener Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.

Literatur

- (1) Lauscher, F.: Die bioklimatischen Bedingungen für Winterarbeit im Freien. *Wetter u. Leben* 3, 264-265 (1951)
- (2) Lauscher, F. u. Roller, M.: Eine vereinfachte Methode zur klimatologischen Beurteilung der Arbeitsbedingungen im Freien, angewandt auf das Gebiet von Wien. *Wetter u. Leben* 4, 193-196 (1952)
- (3) Topitz, A.: Bemerkungen zur Winterarbeit im Freien. *Wetter u. Leben* 6, 25-26 (1954)
- (4) Lauscher, F.: Klimatologische Gebietsbeschreibungen zum Österreichischen Wasserkraftkataster, herausgegeben vom Bundesministerium für Handel und Wiederaufbau, Wien, und zwar: Band Oetz (1948); Pitz, Kamp, Traun, Inn I (Ursprung bis Innsbruck) 1949; Inn II (Innsbruck bis Kufstein) (1950); Leitha, Gail, Ager, Ziller (1951); Sanna, Ill, Steyr (1952); Mürz (1953); Sill (1954); Inn III (Kufstein bis Passau) (1955); Lech (1956); in Druck: Bregenzer Ache, Drau, Malta-Lieser; in Arbeit: Donau, Lammer, Krems, Ybbs, Traisen Alm, Saalach.

4.7. Temperatur und Strahlung als Faktoren der Behaglichkeit im Gebirge

von

Hellmut Berg

(mit 4 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

Es wird versucht, die Grenzen zwischen den verschiedenen Empfindsstufen (kalt, warm, behaglich) unter den Verhältnissen der winterlichen Allgäuer Alpen in 1300 m als Funktion von Lufttemperatur und direkter Sonnenstrahlung bei heiterem Wetter festzulegen. Zwischen den Empfindsstufen und der mittleren Fingerspitzentemperatur oder der Stirntemperatur ergibt sich ein Zusammenhang; die Fingerspitzentemperaturen liegen bei einer bestimmten Empfindung niedriger als nach den Messungen von Warmbt in Mitteldeutschland.

Abstract

The author tries to fix the limits between the different degrees of feeling (cold, warm, comfortable) under the conditions of the wintry Allgäuer Alpen (1300 m) as a function of air temperature and direct solar radiation on a day of clear sky. There is a relation between the degree of feeling and the mean temperature of the finger-ends or the temperature of the forehead. With a certain feeling the temperatures of the finger-ends are lower compared to the results of Warmbt in Middle Germany.

Résumé

L'auteur essaye de fixer les frontières entre les différents degrés de sensation (froid, chaud, "à son aise") sous les conditions des Algäuer Alpen pendant l'hiver (1300 m) comme fonction de la température de l'air et de la radiation directe du soleil. Il y a une relation entre le degré de sensation et la température moyenne des extrêmes des doigts ou du front. Les températures des extrêmes des doigts sont plus basses que d'après des résultats de Warmbt en Allemagne Centrale.

Eine grundsätzliche Frage der Biometeorologie ist es, wie die verschiedenen Empfindungen schwül, heiß, angenehm, kühl, kalt zustande kommen. Das Problem ist einerseits ein physiologisches, indem nach dem Mechanismus der Empfindungsreaktion auf äußere Reize gefragt wird; hierzu hat Hensel (1) grundlegende Untersuchungen über das Temperaturempfinden durchgeführt. Das Problem ist andererseits ein ausgesprochen biometeorologisches, insofern nach der graduellen Beteiligung der verschiedenen äußeren meteorologischen Faktoren beim Zustandekommen einer bestimmten Empfindungsaussage gefragt wird. Von

neueren Untersuchungen ist hierzu vor allem eine Arbeit von Warmbt (2) zu nennen.

Die biometeorologischen Untersuchungen — auch die Arbeit von Warmbt — bemühen sich im allgemeinen peinlich, die Strahlung als wirksamen Faktor auszuschalten; es werden möglichst nur die Verhältnisse im Schatten diskutiert. Das hat sicherlich eine gewisse Berechtigung. Sobald die Strahlung als meteorologischer Reiz für die Temperaturempfindung mitbetrachtet wird, spielen sofort auch solche Faktoren wie Reflexionsfähigkeit der Haut, verschiedene Exposition der Körperpartien, aber auch die Überhöhung des Horizontes eine Rolle, d. h. Faktoren, die nicht das meteorologische Element „Strahlung“ betreffen und für die schwer ein genormter Zustand zu schaffen ist. Andererseits läßt sich aber nicht bestreiten, daß vor allem im winterlichen Gebirge die Nichtberücksichtigung der Strahlung zu klimatischen Werten für die Häufigkeit bestimmter Wärmeempfindungszustände (also beispielsweise die Häufigkeit „angenehm warmer Stunden“) führt, die überhaupt keine Bedeutung mehr für den wirklichen Klimaeindruck — sei es des dauernd im Gebirge lebenden Menschen oder des Wintersportlers oder Sommergastes — haben.

Bei einem 14tägigen Hüttenaufenthalt in 1300 m Höhe im Schneegebiet der Allgäuer Alpen sollte im März 1958 versucht werden, zu dieser Frage wenigstens einen Stichprobenbeitrag zu liefern. Leider war während dieser Zeit das Wetter so wolkeig und schneereich, daß nur während zweier Tage die notwendigen Messungen durchgeführt werden konnten, die somit lediglich als Anregung zu weiteren Studien gewertet werden können.

Die Frage, die wir uns vorlegten, lautete: Läßt sich eine Abhängigkeit zwischen Lufttemperatur und direkter Sonnenstrahlung einerseits, der mittleren Fingerspitzentemperatur, der Stirntemperatur und dem Wärmeempfinden andererseits feststellen? Dazu wurden die entsprechenden Größen gemessen und zugleich von den Versuchspersonen ein Urteil über das jeweilige Empfinden (nach der Skala „kalt“, „kühl“, „angenehm kühl“, „behaglich“ und „angenehm warm“) abgegeben. Stirntemperatur und Fingerspitzentemperatur wurden mit einer von der Versuchsperson selbst auf die Haut aufgelegten Thermonadel gemessen. Übereinstimmend mit Warmbt fanden wir, daß mit dieser Methode durchaus repräsentative Temperaturwerte zu erhalten sind. Die Messungen wurden teils im Tagesraum einer Alpenhütte durchgeführt, teils im Freien vor der Hütte im Windschutz, wobei die Versuchspersonen — Studenten der Universität Köln — vor der nach Süden

exponierten Wand des Gebäudes voll der direkten Sonnenstrahlung ausgesetzt waren. Es herrschte praktisch immer Windstille. Die Strahlung wurde mit einem Universalaktinometer von Georgi gemessen. Die Messung der Fingerspitzentemperaturen erfolgte in der Reihenfolge linker Daumen - linker Mittelfinger - linker kleiner Finger - rechter Daumen - rechter Mittelfinger - rechter kleiner Finger. Daran schloß sich die Messung der Stirntemperatur.

An den 7 Versuchspersonen wurde zunächst eine Meßreihe im Innern der Hütte durchgeführt, dann nach

5 Minuten Aufenthalt im Freien eine Meßreihe im Freien und abschließend wiederum eine Meßreihe im Innern der Hütte. Die Versuchsperson war bei den Messungen im Freien der Sonne zugewandt, die Kleidung bestand einheitlich aus Hose oder Skihose, Stiefel, Hemd und Pullover. Es ist klar, daß Aussagen über den Behaglichkeitsgrad nur für eine bestimmte Kleidung gelten können. Das Ergebnis dieser Vergleichsreihen gibt Abb. 1 wieder. Man sieht, wie in Übereinstimmung mit Warmbt die niedrigeren Fingerspitzentemperaturen im Freien gekoppelt sind mit

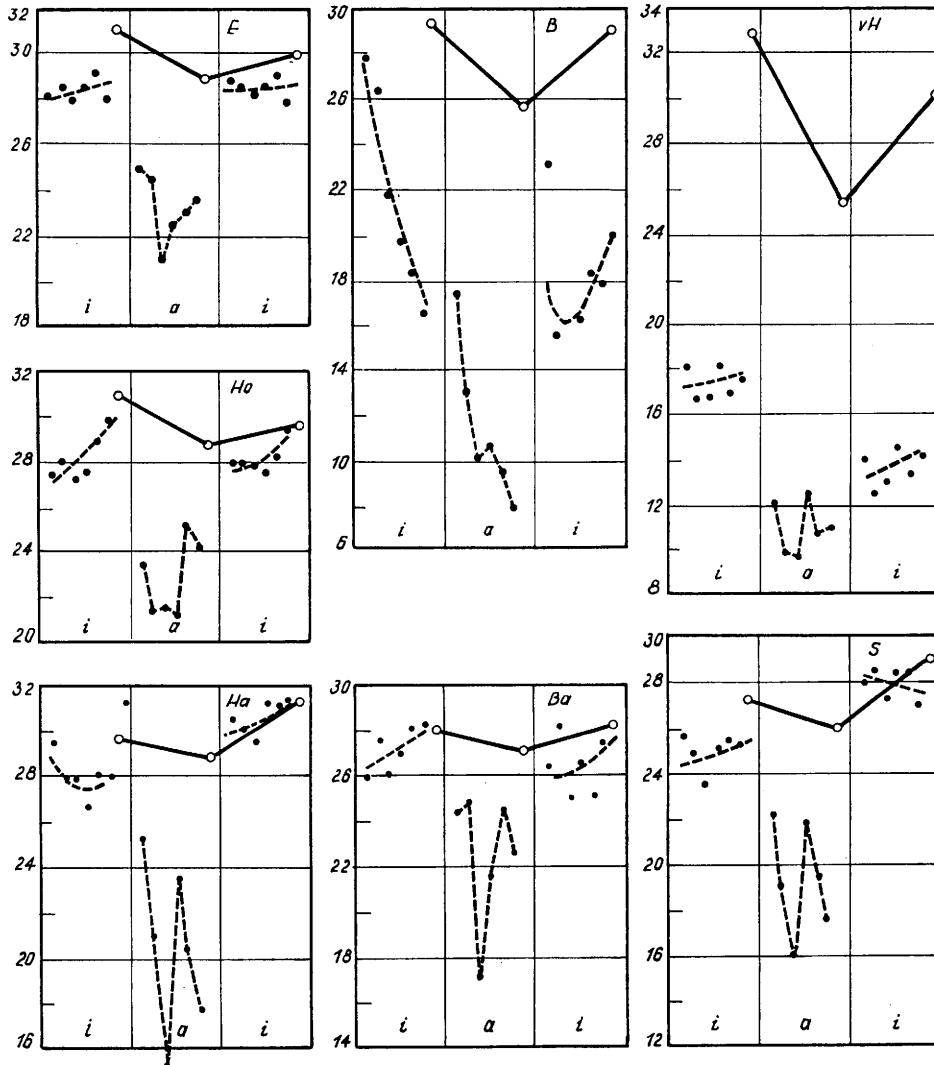


Abb. 1

Fingerspitzen- und Stirntemperaturen verschiedener Versuchspersonen bei Messungen im Innern und vor einer Alpenhütte.
 i = „innen“, a = „außen“, ● — Stirntemperatur,
 - - - - - Fingerspitzentemperatur.

einer wesentlich stärkeren Streuung der Einzelwerte der verschiedenen Finger, während die Streuung der Einzelwerte im wärmeren Innenraum nur gering ist. Die Unterschiede der Stirntemperatur im Innenraum und im Freien sind wesentlich kleiner als die Unterschiede in den mittleren Fingerspitzentemperaturen.

Um die gesamte Meßzeit nicht zu lange auszudehnen, wurde später im allgemeinen darauf verzichtet, Messungen im Innen- und Außenraum durchzuführen, sondern lediglich das Verhalten im Freien studiert. Alle Versuchspersonen hielten sich vor den Messungen genügend lange im Freien auf, um „stationäre“ Verhältnisse annehmen zu dürfen. Abb. 2 stellt die Streu-

ung der Einzelwerte der Fingerspitzentemperaturen einer einzelnen Meßreihe in Abhängigkeit von der mittleren Temperatur (Mittel aus den 6 Einzelmessungen) dar. Innen- und Außenmessungen sind unterschieden, ein systematisch abweichendes Verhalten ist nicht zu erkennen. Die Streuung ist einfach berechnet worden als $\sum |t_m - t|$, wenn t_m die Mitteltemperatur, t die Temperatur der einzelnen Fingerspitze bedeutet. Trotz der großen Ausdehnung der Punktwolke läßt sich Abb. 2 entnehmen, daß bei hohen Hauttemperaturen die Streuung verhältnismäßig gering ist und nach niedrigen Werten der Hauttemperatur ansteigt. Wir müssen das als physiologisches Phänomen derart

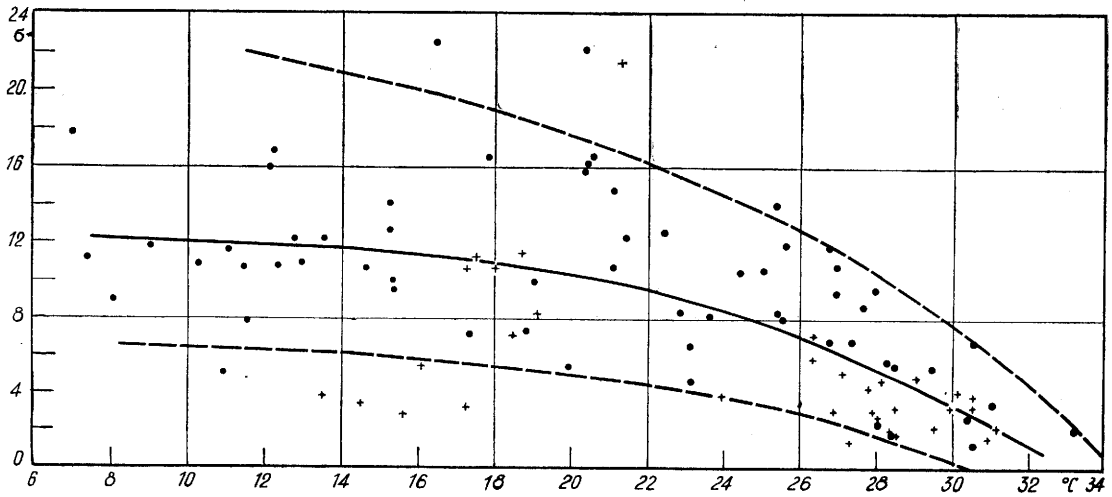


Abb. 2
 Streuung σ der Fingerspitzen­temperatur ($\sigma = \sum |t_m - t|$)
 in Abhängigkeit von der mittleren Fingerspitzen­temperatur.
 . Messungen im Freien, + Messungen in der Hütte.

deuten, daß bei niederen, von der Kerntemperatur stark abweichenden Umgebungstemperaturen und damit auch Oberflächentemperaturen die Regulationsfähigkeit des Körpers nicht ausreicht, um überall dieselbe Temperatur der Fingerspitzen zu erzeugen. Wir dürfen uns dann auch nicht wundern, wenn die einer bestimmten Aussage über das Wärmeempfinden zugeordneten Fingerspitzen­temperaturen (besonders bei der Empfindung „kalt“) innerhalb weiter Grenzen schwanken, wie dies Abb. 3 zeigt.

Im ganzen steigen die mittleren Fingerspitzen­temperaturen mit dem Übergang von „kalt“ zu „warm“ an. Die Verbindungslinie der Medianwerte für die 5 verschiedenen Empfindungsstufen liegt eindeutig tiefer als die Mediankurve, die sich aus der entsprechenden Darstellung von W a r m b t s ergibt; sie ist zum Vergleich ebenfalls eingezeichnet. Zwar basieren die Ergebnisse W a r m b t s auf einer einzigen Versuchsperson, unseren Daten dagegen liegen die Werte von 7 Versuchspersonen zugrunde. Man kann jedoch kaum annehmen, daß die Versuchsperson W a r m b t s einem von unseren Versuchspersonen gänzlich verschiedenen

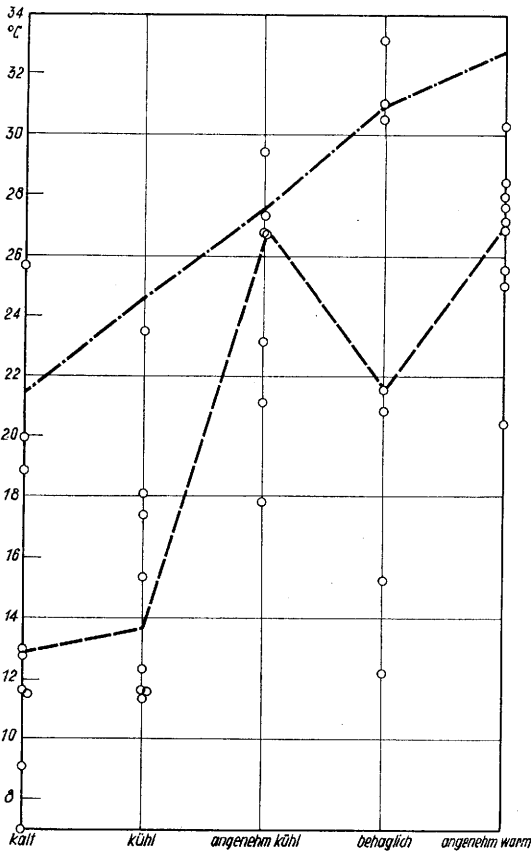


Abb. 3a

Mittlere Fingerspitzen­temperatur t_m als Funktion des Empfindungs­zustandes — — — Verbindung der Median­werte, . — . — . Medianwerte nach Versuchen nach W a r m b t s.

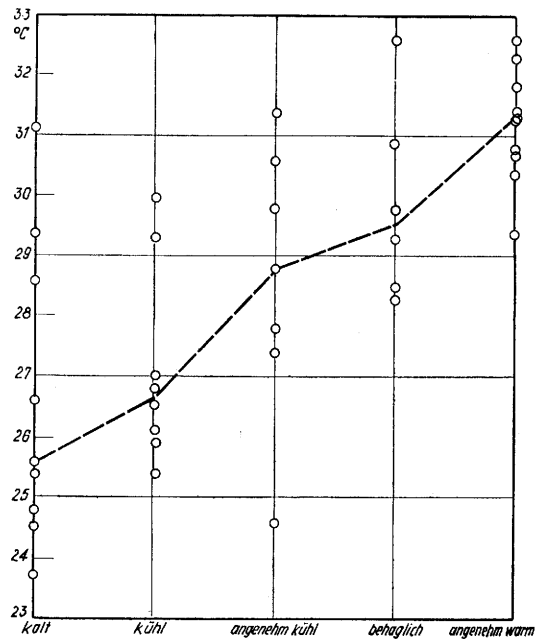


Abb. 3b

Stirntemperatur als Funktion des Empfindungs­zustandes.
 — — — Verbindung der Median­werte.

Typus angehörte. Eine einzige unserer Versuchspersonen (29 Jahre alter Student) weicht gegenüber den anderen Personen systematisch nach tieferen Haut­temperaturen hin ab; seine Daten sind bei Abb. 3 nicht berücksichtigt worden. Wir können also wohl fest-

halten, daß bei Versuchspersonen, die der direkten Sonnenstrahlung ausgesetzt sind, den einzelnen Empfindungsstufen jeweils tiefere Fingerspitzentemperaturen entsprechen als bei Versuchspersonen, die vor der direkten Sonnenstrahlung geschützt werden. In Abb. 3b ist in entsprechender Weise die Stirntemperatur gegen die Empfindungen aufgetragen. Auch hier läßt sich eine Zunahme der Stirntemperatur bei ansteigendem Wärmeempfinden konstatieren. Die Streuung der Punkte ist geringer; die Stirntemperatur würde sich demnach besser als Indikator für das Wärmeempfinden eignen als die Akraltemperatur der Fingerspitzen. Eine Darstellung der Fingerspitzen- oder Stirntemperaturen als Funktion der Lufttemperatur oder der Strahlung gibt so stark streuende Werte, daß man kaum ein mittleres Verhalten festlegen möchte.

Es wurde nun noch der Versuch gemacht, das Empfinden als Funktion von Strahlung und Temperatur gleichzeitig darzustellen. Auf eine Einbeziehung der Feuchtigkeit als weiteres Element wurde bewußt verzichtet. Einmal handelt es sich um meteorologische Lagen, bei denen die relative Feuchtigkeit weit vom Sättigungspunkt entfernt war. Zum anderen scheint die Feuchtigkeit erst eine Rolle zu spielen, wenn der Zustand der Behaglichkeit in den der Schwüle übergeht, also nicht bei den hier interessierenden Temperaturen zwischen -8 und 2°C .

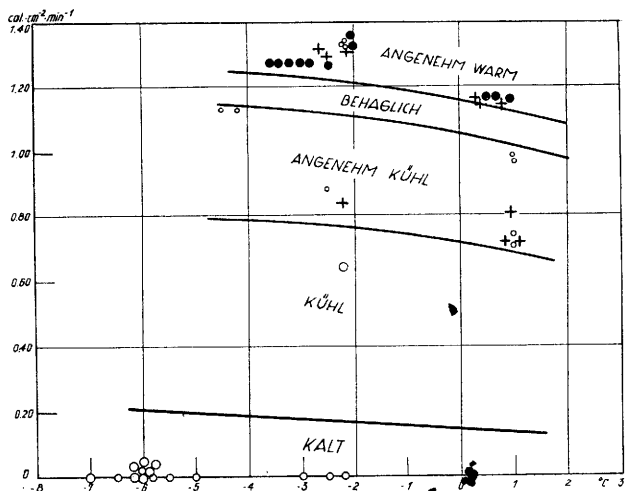


Abb. 4

Empfindung als Funktion von Lufttemperatur und direkter Sonnenstrahlung.

Zwar streuen auch in Abb. 4 die Aussagen von Fall zu Fall. Doch lassen sich mit einiger Nachsicht Bereiche für die Zustände „angenehm warm“ usw. bis „kalt“ abgrenzen. Diese Grenzen verlaufen fast horizontal, leicht geneigt nach höheren Temperaturen. Das heißt: Entscheidend für das Wärmegefühl ist die Strahlung, der gegenüber die Rolle der Temperatur in diesem Temperaturbereich erheblich zurücktritt, ja fast bedeutungslos ist. Sinkt die Strahlung unter einen Wert von $1,1 \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$, so geht der Zustand der Behaglichkeit sehr rasch in das Empfinden „kühl“ und unterhalb einer direkten Strahlung von $0,2$ bis $0,4 \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ in den Zustand „kalt“ über.

Macht man den Versuch, die Abhängigkeit der Stirntemperatur und der Fingerspitzentemperatur gleichzeitig von Lufttemperatur und Strahlung darzustellen, um so gleichsam die Empfindung zu objektivieren, so stößt man auf Schwierigkeiten, die jedenfalls größer sind als bei dem Versuch einer Darstellung der gleichzeitigen Abhängigkeit der Empfindung von Temperatur und Strahlung. Wohl läßt sich ein Ansteigen der Stirntemperatur und der Fingerspitzentemperatur bei zunehmenden Strahlungswerten erkennen, aber es lassen sich nur sehr gewaltsam Grenzen zwischen verschiedenen Wertestufen der Oberflächentemperatur ziehen. Man muß das Ergebnis wohl so interpretieren: Für das Zustandekommen der verschiedenen Empfindungen ist nicht die Temperatur der Körperoberfläche maßgebend, wenn auch deren Mitwirkung nicht bestritten werden soll; die schönen Versuche von Hensel haben gerade gezeigt, daß auch dem Absolutwert der Temperatur eine Bedeutung für das Wärmeempfinden zukommt. Vielmehr muß man annehmen, daß Vorgänge in einiger Tiefe unter der Haut mitwirken. Wir erinnern uns, daß das Infrarot und auch das Grün relativ wenig geschwächt bis tief in das Unterhautgewebe eindringen kann (3). Die Strahlung spielt für das Wärmeempfinden also eine Rolle über ihre Tiefenwirkung. Es läßt sich ihre Mitwirkung beim Zustandekommen der Wärmeempfindung durchaus erfassen, d. h. man kann in einem Temperatur-Strahlungsdiagramm Bezirke bestimmter Empfindungen angeben (gleiche äußere Bedingungen vorausgesetzt); es ist aber schwierig, diesen Empfindungen bestimmte Werte der Fingerspitzen- oder Stirntemperaturen zuzuordnen.

Literatur

- (1) Hensel, H.: Die intracutane Temperaturbewegung bei Einwirkung äußerer Temperatureize. Pflügers Arch. **252**, 146 (1950)
- (2) Warmbt, W.: Akrale Hauttemperatur (Finger) und Klimaempfinden in ihrer Beziehung zu meteorologischen Faktoren. Abh. meteor. hydrol. Dienst DDR Nr. 41 (1956)
- (3) Sauberer, F.: Wetter, Klima und Leben. Wien 1948

Diskussionsbemerkungen

F. Lauscher: Wahrscheinlich wurden die Beobachtungen bei Windstille gemacht. Denn der Wind ist natürlich von größtem Einfluß auf die Wärmeempfindung. Wenn ich mit geschlossenen Augen auf einer Wiese liege, kann sich die Empfindung rasch ändern, ohne daß ich weiß, ob ein Luftzug aufkam oder eine Wolke die Sonne verdeckte. Ich versuche bei bioklimatischen Überlegungen die Strahlung zu berücksichtigen, indem ich in der Formel für die Hillsche Abkühlungsgröße die Temperatur um $\Delta t = 10^{\circ}\text{C}$ minus Bewölkung (in Zehnteln) erhöhe. Starker Wind entwertet diesen Strahlungsbeitrag zur Temperatur fast zur Gänze.

H. Berg: Bei meinen Beobachtungen war es windstill.

4.8. Über die Resonanz von Wettervorgängen in der Biosphäre des nördlichen Alpenvorlandes

von

Helmuth Brezowsky

(mit 7 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

Auf Grund einer achtjährigen Statistik der Wetterphasen und des Temperatur-Feuchte-Milieus von Bad Tölz wird die differenzierte Fassung des Wetterphasenschemas (nach Ungeheuer) vorgetragen. Darin sind die Wetterphasen 3 (föhnige Vorgänge) und 6 (Rückseitenwetter, strahlungsarme Hochdruckgebiete) erweitert und präzisiert worden. Die damit umschriebenen biosphären Verhältnisse im nördlichen Alpenvorland werden mit Statistiken aus anderen Klimagebieten verglichen. Hieraus wird eine Darstellung der biometeorologischen Unterschiede zwischen verschiedenen Klimagebieten gewonnen.

Der Synoptiker ist gewohnt, den Ablauf der atmosphärischen Vorgänge auf Wetterkarten darzustellen, der Klimatologe und Bioklimatologe durch Tabellen, Mittelwertkarten und Diagramme. Der Medizinmeteorologe auf seinem Grenzgebiet muß eine besondere Dar-

stellungsform entwickeln. Sie hat davon auszugehen, daß die Versuchspersonen, deren biologische Reaktion untersucht wird, in der Biosphäre leben, also die in ihr gemessenen Werte in einer „Stundengenauen Analyse“ darzustellen sind. Gleichzeitig aber hat sie, und dies ist der wesentliche Unterschied zur Bioklimatologie, die kurzfristigen Veränderungen der biosphären Verhältnisse von außen her, also die synoptischen Vorgänge einzuarbeiten (1,2).

Ungeheuer (3) hat beides dadurch vereinigt, daß er unter Berücksichtigung der stundengenauen Analyse die biosphärischen Vorgänge in ein (ideales) Schema von 6 Wetterphasen einordnet. Die Anzahl der Phasen ist dabei zunächst verhältnismäßig klein gehalten worden, um namentlich dem Mediziner einen einfachen Überblick zu geben, gleichzeitig gestattet sie aber bereits eine gewisse Differenzierung. Nach dieser Methode sind nahezu 60 Materialreihen aus der Human- und Tiermedizin mit signifikanten Ergebnissen bearbeitet worden (4; Beispiel in Abb. 1).

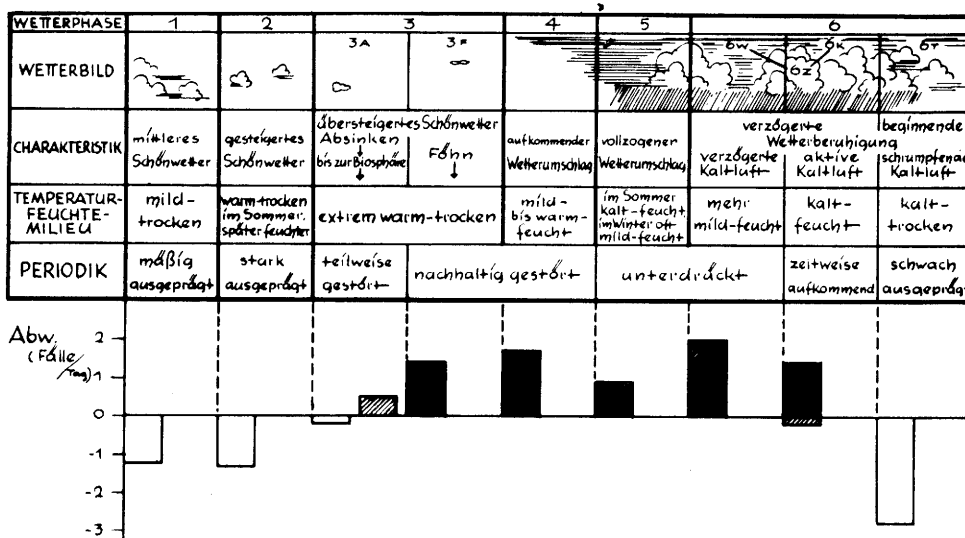


Abb. 1

Abhängigkeit der Todesfälle in München (1954/57) von den Wetterphasen. Mittel: 29,8 Fälle/Tag.

Signifikanz: $1/3F = 3,50$ $2/3F = 3,15$ $3A/3F = 2,01$ $3F/6T = 6,126$
 $4/6T = 11,25$ $5/6T = 3,14$ $6w/6T = 9,32$ $6K/6T = 9,65$

(mittl. Fehler der Differenz der Mittelwerte) $1/4 = 5,64$ $2/4 = 5,23$ $3A/4 = 3,30$
 $1/5 = 3,72$ $2/5 = 3,61$ $3A/5 = 1,81$
 $1/6w = 6,24$ $2/6w = 4,99$ $3A/6w = 3,30$
 $1/6K = 4,73$ $2/6K = 4,47$ $3A/6K = 2,04$
 $3A/6T = 4,74$ // // // // // Σ Wph. 3 bzw. 6

Dieses Schema enthält bei der Wetterphase 3 das extrem warmtrockene Milieu, das jedoch auf zwei verschiedene Ursachen zurückzuführen ist: auf den Gebirgsföhn, eine für das nördliche Alpenvorland wichtige Form, und auf das Absinken bis zur Biosphäre hinab. Es ist daher eine Aufteilung der Wetterphase 3 in die Formen 3_A = Absinken bis zur Biosphäre und 3_F = Föhn vorgenommen worden, wobei letztere in Gebieten ohne Föhn automatisch in Fortfall kommt. Wie das Beispiel in Abb. 1 zeigt, ist auch die biotrope Wirkung der beiden Formen verschieden stark. Die Unterform „Absinken“ kann man weder als biologisch günstig noch als biologisch ungünstig bezeichnen, vielmehr zeigt sie neben dem Ansprechen gewisser Rheumaformen im wesentlichen das, was man als Allgemeinbeschwerden ohne Sensationen bezeichnet.

Eine weitere Aufteilung hat sich bei der Wetterphase 6 als zweckmäßig erwiesen. Sie umfaßte bisher alle Formen des Rückseitenwetters sowie die ungestörten, aber strahlungsarmen Hochdrucklagen. Beides ist natürlich häufig nicht identisch. Es wurden deshalb die zyklonalen Formen des Rückseitenwetters als Unterform 6_z abgetrennt. Bei dem in Abb. 1 wiedergegebenen Beispiel wurde versuchsweise die Phase 6_z nochmals in die Fälle mit verzögerter Kaltluftzufuhr (Frontalzone, schleifende und rückläufige Kaltfronten) (6_w) und mit hochreichender aktiver Kaltluft (6_k) unterteilt und die kalt-trockene strahlungsarme Hochdrucklage mit 6_t bezeichnet. Trotz stärker aufgeteilten Materials tritt die biologische Reaktion hierdurch klarer und signifikant in Erscheinung.

Bei der Anwendung medizinmeteorologischer Verfahren wird oft die Meinung vertreten, daß schon kleinräumige Unterschiede zu verschiedener biotroper Wir-

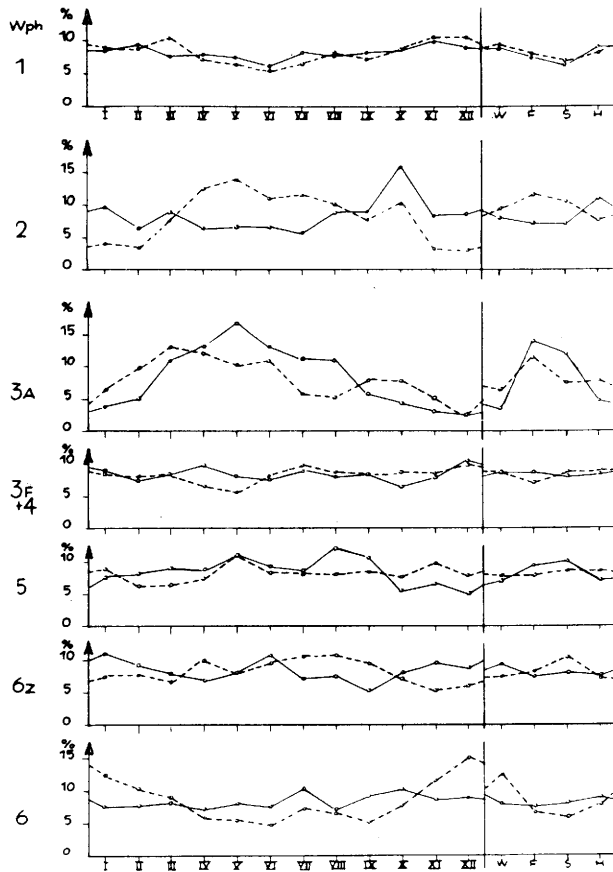


Abb. 2

Jahressgang der Wetterphasen (%) in verschiedenen Klimagebieten, — Mittel Hamburg + Frankfurt/Main
Bad Tölz, Zeitraum 1950-57 / Jahreszeitenmittel:
F = III + IV + V u.s.w.

kung führen müssen. Wir glauben, daß hier eine Überschneidung mit rein bioklimatischem Denken vorliegt. Wohl bringt zum Beispiel der Übergang von der Ebene zum Bergland gewisse Variationen, ferner das Ausmaß der Nebel- und Hochnebelanfälligkeit. Für das Verhältnis von insgesamt biologisch günstigen zu biologisch ungünstigen Tagen eines Gebietes sind aber die exogenen Einflüsse weit wichtiger. Um dies abschätzen zu können, sind außer für Bad Tölz auch die Wetterphasen für Frankfurt/Main und Hamburg für den Zeitraum 1950 bis 1957 bestimmt worden. Ihr Jahresgang ist in Abb. 2 wiedergegeben, wobei die Verteilung für Frankfurt und Hamburg wegen ihrer Ähnlichkeit zusammengefaßt wurde.

An wesentlichen Unterschieden fällt zunächst die Verteilung bei den Wetterphasen 2 und 3_A auf, mit einem Wechsel zwischen beiden Gebieten im März/April und August/September, der eine Folge des feuchteren Sommers im Alpenvorland ist, bei dem sich das Absinken seltener bis zur Biosphäre durchsetzen kann, häufiger dagegen im Zeitraum September bis März. Ähnlich verhalten sich auch die Sommerwerte der Wetterphase 6_z , die im Alpenraum höher sind als in der Ebene: sommerliche Kaltluftzufuhr behält am Bergland länger ihren zyklonalen Charakter. Entsprechend geringer ist der kalt-trockene Anteil der Wetterphase 6 mit einem Minimum in der wärmeren Jahreszeit.

Die Darstellung der Wetterphasenverteilung aller acht Jahre für jedes der drei Gebiete (Abb. 3) zeigt

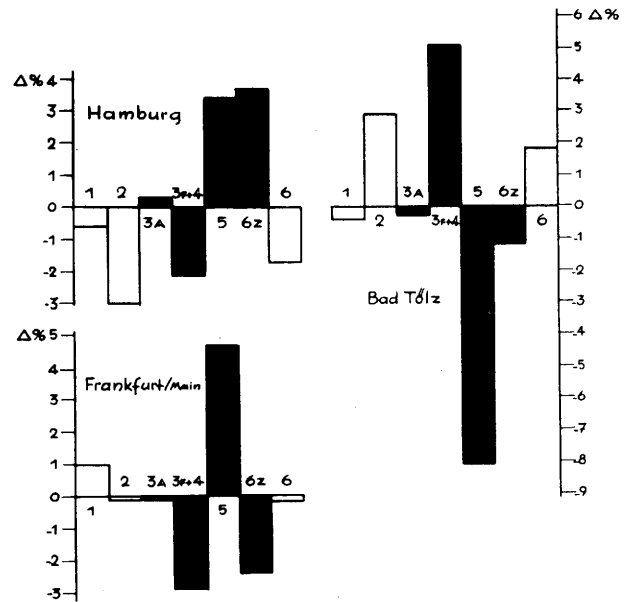


Abb. 3

Prozentuale Verteilung der Wetterphasen in verschiedenen Klimagebieten (Zeitraum 1950/57)
Abweichung (%) vom Mittel (Hamburg + Frankfurt/M + Bad Tölz) : 3
■ biologisch ungünstig

wiederum die stärksten Unterschiede bei den exogenen Einflüssen. Das Überwiegen der Wetterphasen 3_F und 4 in Bad Tölz gegenüber den anderen Gebieten als Folge der südlicheren Lage entspricht einem Überschuß der Wetterphasen 5 und 6_z im Norden. Das sommerliche Überwiegen der Wetterphase 6_z im Alpenraum gegenüber Frankfurt kommt aber noch in einer Verminderung der negativen Abweichung in Bad Tölz zum Ausdruck. Auffällig ist die relativ geringe Anzahl der Wetterphase 5 in Bad Tölz als Folge der häufigen Frontolyse bei föhniger Komponente und der größeren Häufigkeit der Wetterphase 2, also des durchschnittlich höheren Luftdrucks. Die Tatsache, daß bei der Mittel-

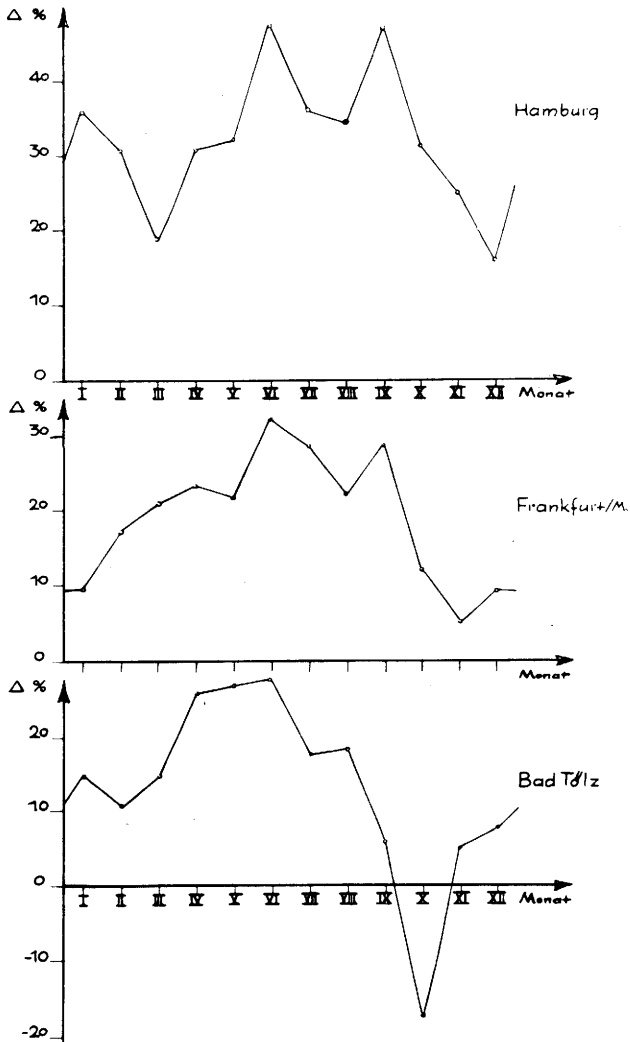


Abb. 4

Monatliche aus den Wetterphasen ermittelte Biotropiebilanz in verschiedenen Klimagebieten im Zeitraum 1950 — 1957. Prozentuale Differenz zwischen biologisch günstigen (1,2,6) und biologisch ungünstigen (3 A, 3F, 4, 5, 6z) Wetterphasen. Positive Differenz = biologisch ungünstig // negative Differenz = biologisch günstig.

bildung zwei Großstädte und eine Kleinstadt verwandt wurden, ist wohl bioklimatisch von Bedeutung, aber nicht biometeorologisch.

Das Verhältnis der Anzahl der insgesamt biologisch günstigen zu den biologisch ungünstigen Wetterphasen kann als Biotropiebilanz eines Gebietes dargestellt werden. Ihre Verteilung innerhalb der einzelnen Monate ist in Abb. 4, die Abweichung vom Mittel der drei Gebiete in Abb. 5 wiedergegeben. Die Monatsverteilung für Bad Tölz kennzeichnet den Herbst mit Schwerpunkt im Oktober als die biometeorologisch bei weitem günstigste Jahreszeit, als zweitgünstigste den Winter, als ungünstigste die Monate April bis Juni, ein Bild, welches die Grundzüge der dortigen Klimatherapie bestätigt. Die ungünstige Septemberspitze in Hamburg ist auch in Frankfurt vorhanden und in der herbstlichen Zunahme der exogenen Einflüsse begründet, die gerade den Alpenraum nicht erreichen. Abb. 5 repräsentiert mit ihrer nahezu spiegelbildlichen Verteilung zwischen Hamburg und Bad Tölz sowie den geringen Abweichungen in Frankfurt das biometeorologische Gefälle zwischen Nordsee und Alpen.

Abb. 6 schließlich gibt quantitativ die Biotropiebilanz der drei Gebiete wieder: rd. 61% aller Tage des Kollektivs Hamburg plus Frankfurt plus Bad Tölz sind als biologisch ungünstig zu bezeichnen, rd. 39% als bio-

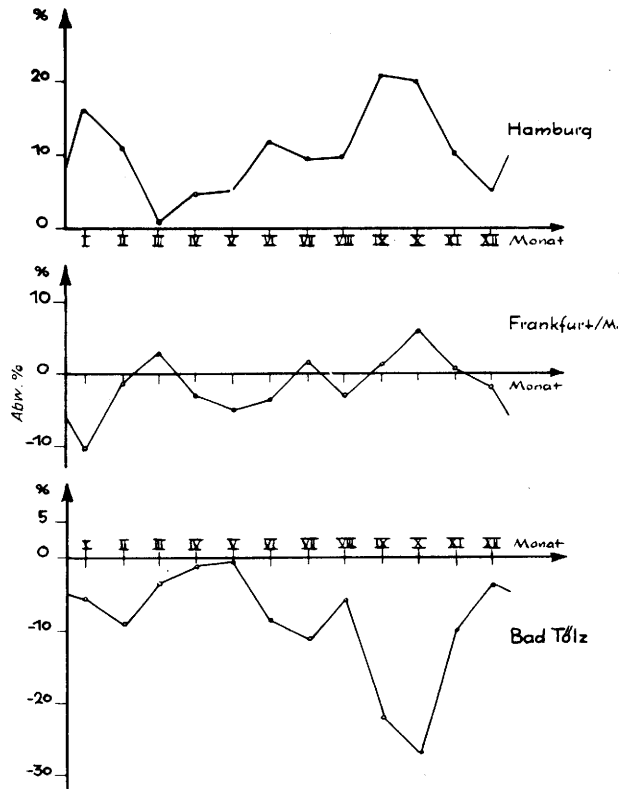


Abb. 5

Abweichung der monatlichen, aus den Wetterphasen ermittelten Biotropiebilanz vom Mittel ΔM (Hamburg + Frankfurt/Main + Bad Tölz) : 3, Zeitraum 1950—1957.

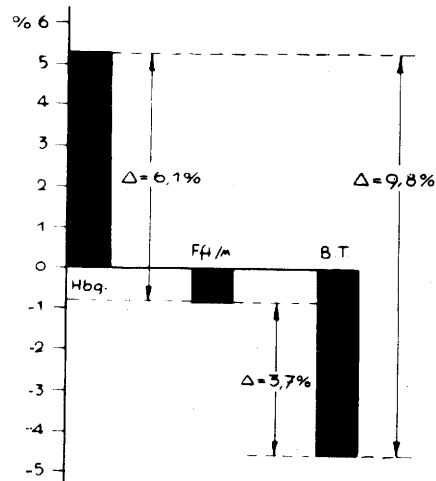
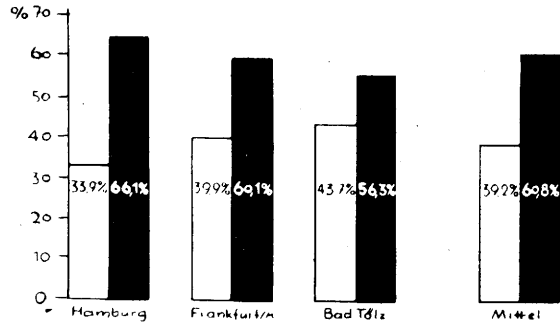


Abb. 6

Oben: Kollektive biologisch günstiger (1,2,6) und biologisch ungünstiger (3A, 3F, 4,5,6z) Wetterphasen in verschiedenen Klimagebieten. Zeitraum 1950—1957. Unten: Biotropiebilanz. Abweichung vom Mittel des Gesamtkollektivs in verschiedenen Klimagebieten, Zeitraum 1950—1957. Aufgetragen: Biologisch ungünstige Wetterphasen. 10% = 36,5 Tage/Jahr

logisch günstig. Die Differenz zwischen Nordsee und Alpen beträgt knapp 10%, das sind 36 Tage/Jahr, die im nördlichen Alpenvorland gegenüber Hamburg zusätzlich biologisch günstig sind. Man kann also sagen, daß in Bad Tölz die Zahl der biologischen Reaktionen auf die kurzfristigen Veränderungen der Biosphäre um rd. 10% niedriger ist als in Hamburg und um knapp 4% niedriger als in Frankfurt. Legen wir als Anteil der biotropen Wirkung der genannten Veränderungen am Krankheitsgeschehen rd. 20% zugrunde, so variiert dieser Anteil also z. B. zwischen Hamburg und Bad Tölz um rd. 2%. Trotz der starken Unterschiede in der Verteilung der Wetterphasen und namentlich der exogenen Einflüsse ist demnach innerhalb des Wetters der gemäßigten Breiten das meridionale Gesamtgefälle der Biotropiebilanz über Mitteleuropa als gering zu bezeichnen. Um so weniger fallen die biometeorologischen Einflüsse lokaler Unterschiede in kleineren Gebieten ins Gewicht. Die andere und wesentlichere Seite der Biotropiebilanz liegt vielmehr in der Verteilung der einzelnen Wetterphasen je Gebiet innerhalb derselben (biologisch günstigen bzw. biologisch ungünstigen) Gruppe, also in den regionalen Unterschieden in der Verteilung der einzelnen Krankheitsgruppen, die mit der betreffenden Wetterphase identisch sind. Die Darstellung dieser Zusammenhänge würde aber den Rahmen dieses Aufsatzes sprengen.

Auch die Aufstellung einer Biotropiebilanz ist nur ein Schritt auf dem Wege zur quantitativen Erfassung jeder einzelnen biotropen Wirkung. Mit dem Schema der Wetterphasen ist zunächst nur eine zwar handliche, aber verhältnismäßig grobe Beschreibung der biosphärischen Vorgänge gegeben. Zum Vordringen in die Kausalität der biotropen Wirkung, welches vielleicht durch ein quantitatives Maß ermöglicht wird, ist jedoch die Differenzierung der Wetterphasen notwendig. Zu diesem Zweck hat U n g e h e u e r (3) den Begriff des Temperatur-Feuchte-Milieus geschaffen, eine Kombination der Änderung von Temperatur und temperaturunabhängiger Feuchte am Stichtag im Vergleich nicht zum langjährigen Mittel, sondern zum Mittel der 4 Vortage, wobei der erste Vortag mit doppeltem Gewicht eingeht, also ein Maß, welches der aktuellen biologischen Reaktion und ihrer unmittelbaren Vorgeschichte angepaßt ist. Es ergänzt die unter Einbeziehung der synoptischen Vorgänge erfolgende stundengenaue Analyse nach der quantitativen Seite. Setzt man es in Beziehung zur biologischen Reaktion, so läßt sich der Grad der biotropen Wirkung des jeweiligen Temperatur-Feuchte-Milieus einer Wetterphase bestimmen. Wir fassen diesen Zusammenhang als unmittelbare biosphärische Milieuwirkung auf, in der sich alle atmosphärischen Vorgänge widerspiegeln.

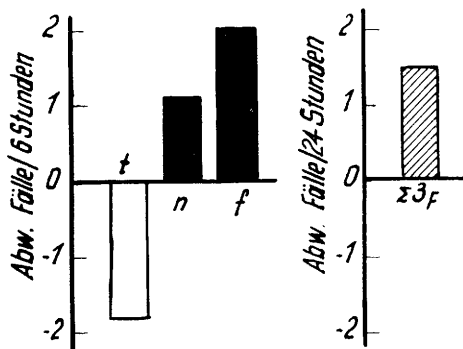


Abb. 7

Differenzierung der Wetterphase 3F nach dem Feuchtegepräge des Temperatur-Feuchte-Milieus. (6-stündige Intervalle mit Föhn in München, Todesfälle 1954-57) Signifikanz (mittlere Fehler der Differenz der Mittelwerte): $t/n = 3,46$ $t/f = 7,90 \sigma$. Zum Vergleich: 24stündige Abweichung an allen Tagen mit zeitweiligem Föhn in München (Todesfälle 1954-57), sämtliche Formen des TF-Milieus ($\Sigma 3F$, rechts).

Angewandt z. B. auf die im nördlichen Alpenvorland besonders interessierende Wetterphase 3F, also den Föhn, ergibt sich (Abb. 7), daß, wie schon aus der biotropen Wirkung der Wetterphase 3A zu vermuten war, keineswegs ihre trockene Form biologisch ungünstig ist, sondern diejenige, welche mindestens mit einem Gleichbleiben der Feuchte gegen die Vortage oder sogar mit einer Steigerung verbunden ist. Dieses Ergebnis ist identisch mit der schon öfter ausgesprochenen Anschauung (5, 6), daß der Föhn des Alpenvorlandes nur eine lokale Modifikation der Wetterphase 4 darstellt, und daß demgemäß seine feuchte Form, die dieser am nächsten kommt, auch die größte biotrope Wirkung zeigt. Die biologisch ungünstige Wirkung liegt also nicht auf der Seite des warm-trockenen Föhns, sondern geht mit der breiten warm-feuchten Südströmung und demjenigen Feuchtegepräge des Föhns einher, welches sich dieser am meisten nähert. Dies stimmt überein mit der häufigen Feststellung, daß gerade das Vorföhnstadium, also die noch nicht ausgetrocknete warm-feuchte Strömung, die stärksten Beschwerden aufweist, welche dann beim durchgebrochenen Föhn rasch abnehmen. Die warm-trockene Form des Föhns hat vielmehr nur diejenigen biologischen Wirkungen, wie sie der Größenordnung nach mit der Wetterphase 3A verbunden sind. Es bestätigt sich hierin die Feststellung von d e R u d d e r (zusammen mit ähnlichen von F i c k e r, M ö r i k o f e r und F l a c h i n (7)), daß es „kein einziges Symptom der Föhnkrankheit gibt, das nicht ebenso gut ohne Föhn aus anderem Grunde entstehen könnte“. Daß dem Föhn eine dominierende biotrope Wirkung nicht zukommt, geht überdies aus seiner geringen Häufigkeit hervor: mit 5,6% hat er den geringsten Anteil aller Wetterphasen am Kollektiv, und O b e n l a n d (8) fand als mittlere Zahl der Föhntage pro Jahr 18,6, das sind in guter Übereinstimmung mit dem für Bad Tölz ermittelten prozentualen Anteil der Föhnwetterphase 5,1% aller Tage des Jahres. Die mittlere Föhndauer betrug dabei zudem nur 4,8 Stunden. Schließlich muß noch darauf hingewiesen werden, daß eine ins Gewicht fallende biotrope Wirkung des Nordföhns im Gebiet der Südalpen nicht besteht (7).

So verständlich es sein mag, daß der Föhn als ein-drucksvolles Naturschauspiel und als insgesamt biologisch ungünstige Wetterlage einen Krankbegriff für die biotrope Wirkung auf das Krankheitsgeschehen schlechthin entstehen ließ, so betont sollte immer wieder darauf hingewiesen werden, daß bei auftretenden wetterbeteiligten Krankheitserscheinungen in der überwiegenden Zahl der Fälle eben kein Föhn herrscht, sondern einfach eine biotrope Wetterlage.

Literatur

- (1) Daubert, K.: Spezifische Reizkomponenten des Wetters und ihre Beziehung zum gesunden und kranken Organismus. Med.-Meteor. H. Nr. 13, 63-76 (1958)
- (2) Kuhnke, W.: Meteorologische Grundlagen einer medizin-meteorologischen Vorhersage. Med.-Meteor. H. 11 (1956)
- (3) Ungeheuer, H.: Ein meteorologischer Beitrag zu Grundproblemen der Medizin-Meteorologie. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 16 (1955)
- (4) Ungeheuer, H. u. Kügler H.: Meteorologie-Biologie-Medizin. Arzneim. Forschg. 7, 370-380 (1957)
- (5) Kuhnke, W.: Kann man von einer Föhnwirkung in Norddeutschland sprechen? Med.-Meteor. H. Nr. 13, 117-126 (1958)
- (6) Brezowsky, H.: Über die biotrope Wirkung von Föhn und freiem Föhn. Ärztl. Sammelbl. H. 5, 122 bis 126 (1958)

- (7) Ficker, H. u. de Rudder, B.: Föhn und Föhnwirkungen. Leipzig 1948
- (8) Obenland, E.: Untersuchung zur Föhnstatistik des Oberallgäus. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 23 (1956)

Diskussionsbemerkungen

F. Lauscher: In einem Diagramm war der Föhn als „extrem trocken-warm“ bezeichnet. Dies ist vielleicht zu extrem ausgedrückt. In Studien über den Innsbrucker Föhn konnte ich zeigen, daß in 10 bis 20% aller Fälle der Föhn wegen der hohen Windstärken bioklimatisch kalt wirkt.

H. Brezowsky (nachträglich eingesandt): Die Kennzeichnung des Föhns als „extrem warm-trocken“ bezieht sich auf die nach dem Temperatur-Feuchte-Milieu berechnete Änderung der Biosphäre gegenüber den Vortagen. Sie ist in der überwiegenden Zahl der Fälle „extrem warm-trocken“, was natürlich nicht ausschließt, daß die Temperaturzunahme noch höher wäre, wenn der Föhn nicht von starkem Wind begleitet wäre. Zudem gibt es auf Grund der synoptischen Entwicklung Föhnlagen, bei denen trotz Temperaturzunahme am Föhnstag die Differenz gegenüber dem Mittel der Vortage noch negativ bleibt, wie es auch Fälle gibt, bei denen trotz Austrocknung am Stichtag die temperaturunabhängige Feuchte gegenüber dem Mittel der Vortage zugenommen hat. In medizin-meteorologischer Sicht interessiert vor allem der durch die aktuelle Änderung ausgelöste Reiz.

Auf Grund der allgemeinen Diskussion sei noch folgendes hinzugefügt: Biologische Reaktionen in Form von subjektiven Befindensstörungen bis zu einzelnen hypotonen Reaktionsformen und Migränen sind beim Föhn unbestritten. Wesentlich ist nur, daß sie auch bei völlig anderen Wetterlagen vorzukommen pflegen. Herauf wollten die Beiträge von Obenland und Brezowsky ausdrücklich hinweisen. Überdies konnte Brezowsky durch Anwendung des Temperatur-Feuchte-Milieus am Föhnstag, verglichen mit dem der Vortage, signifikant beweisen, daß bei einem bestimmten Intervall des synoptischen Ablaufs schon oder noch während des Föhns eine Veränderung des biosphärischen Gepräges in Richtung auf warm-feucht erfolgt und daß dann eben sogar weit stärkere biologische Reaktionen auftreten derart, daß sie in den Todesfallzahlen nachweisbar sind (siehe Abbildung im Vortrag).

Die Verwendung von Todesfällen zum Nachweis der Biotropie einer Wetterlage verstößt nicht gegen medizinische Überlegung und Praktiken, sie ist vielmehr ein methodisch-statistisches Problem, da auch alle sonstigen Einflüsse (z. B.: Epidemien, Tages- und Jahresperiodik, Altersgang) mit berücksichtigt werden müssen.

Des weiteren darf erneut auf die Tatsache hingewiesen werden, daß alle gesicherten Erkenntnisse über den Zusammenhang zwischen meteorologischen und biologischen Ereignissen beim Menschen sich zwangsläufig auf das sogenannte statische Durchschnittsindividuum beziehen. Der Einzelmensch kann in seiner Reaktion immer von diesem Norm-Verhalten abweichen. Um letzteres beurteilen zu können, muß man aber zuerst die Norm kennen.

4.9. Über die biologische Wirkung des Hochgebirgsklimas auf den Menschen

von

Horst Jungmann

Zusammenfassung

Am Beispiel von Atmung, Kreislauf, hormonalem System und der körperlichen Leistungsfähigkeit läßt sich zeigen, daß der Mensch auf den Übergang ins Hochgebirge nicht mit einer gleichmäßigen Umstellung seiner körperlichen Funktionen reagiert. Der Organismus antwortet vielmehr mit mehrfachen Schwankungen seines vegetativen Gleichgewichts. In Zusammenarbeit mit der Medizinischen Universitätsklinik Innsbruck wurden die Untersuchungen in 1000 m, 1200 m, 2—3000 m und in den peruanischen Anden in 4500 m durchgeführt. Die phasenhaften Veränderungen halten bis zu vier Wochen an. Deshalb ist für medizin-meteorologische Fragen die Beachtung der Zeitdauer des Hochgebirgsaufenthaltes unerläßlich. Bestimmte, zeitlich festgelegte Perioden der Anpassung sind auch für die kurärztliche Praxis bedeutungsvoll.

4.10. Zur Biotropie des Alpenföhns

von

Eugen Obenland

(mit 1 Abbildung und 2 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Aus 5jährigen stundengenauen amtlichen Sterbedaten aus dem Bereich des oberen Illertales und des angrenzenden Alpenrandes werden alle Tage mit Gruppenbildung von Todesfällen ermittelt. Die Häufigkeit derartiger markanter Tage, die sich für antizyklonales Wetter zu 3,6% ergibt, ist beim Wassertyp „Tiefdruckvorderseite mit zeitweiligem Föhneinbruch“ auf 9,8% erhöht; die Differenz bleibt um einen geringen Betrag hinter dem für Signifikanz geforderten Wert zurück. An Beispielen wird gezeigt, daß Gruppenbildungen nicht regelmäßig an das Föhnstadium gebunden sind, sondern in einem Teil der Fälle im Zeitintervall der nachfolgenden Kaltfront auftreten. Auf andersartige Wetterlagen mit Bereitschaft zur Gruppenbildung von Todesfällen wird an Hand von Beispielen hingewiesen, die gegen einseitige Überbewertung der biotropen Föhnwirkung sprechen. Eine in Gang befindliche Untersuchung gilt der Reichweite des Föhneinflusses nach dem Alpenvorland hin.

Abstract

From five year official data of death, given in hours exactly, concerning the valley of upper Iller and the adjacent region of the Alp margin, all days showing an accumulation of deaths are derived. The frequency of such days, being 3,6% at anticyclonic weather, increases to 9,8% at the weather type "fore part of low pressure area with temporary föhn attacks"; the difference approaches the value necessary for significance. Examples show, that accumulations don't regularly coincide with the times of föhn attacks, but appear in part of the cases during the following cold front. With examples it is demonstrated, that also different weather situations cause accumulations of deaths. Thus a superestimation of biotrope effect of föhn is not justified. A present study of the influence of föhn tries to discover its reach into prealp area.

Résumé

Les indications mortelles, officielles, pentagénaires et précises à l'heure, provenant de la région de l'Iller supérieure et de la marge alpine voisine nous permettent de fixer tous les jours montrant une série de morts. La fréquence de ces jours, se montant à 3,6% à un temps anticyclonique, s'élève à 9,8% à un temps du type "partie antérieure d'une dépression avec des attaques de foehn". La différence s'approche à peu près de la valeur nécessaire pour remplir la signifi-

cance. À l'aide d'exemples on montrera que la formation d'une série n'est pas régulièrement liée aux temps d'attaques de foehn, mais que, partiellement, elle se réalise au temps du front froid suivant. D'autres exemples montreront la facilité de former des séries de morts à un temps différent, rendant ainsi injustifiée une surestimation de l'effet biotrope du foehn. Une étude, étant en exercice à présent, doit constater l'étendue de l'influence du foehn vers la région préalpine.

Föhnwirkungen auf den menschlichen Organismus sind so vielfältig und erschöpfend beschrieben worden (1), daß ihre Realität kaum bezweifelt werden kann. Überblickt man jedoch die Versuche, den Zusammenhang der beobachteten Erscheinungen mit dem Gebirgsföhn statistisch nachzuweisen, so bietet sich ein weniger einheitliches Bild: die Ergebnisse lassen zum Teil eine voll befriedigende Bestätigung vermissen, zum Teil begegnen wir widersprechenden Befunden. Nach der klassischen Innsbrucker Föhnstudie von Trabert (2) aus dem Jahr 1907, die sich im wesentlichen auf eine Fragebogenerhebung über Befindensstörungen Studierender sowie auf Verhaltens- und Leistungsschwankungen von Schulklassen stützt, bediente sich Rohden (3) in einer späteren Untersuchung am gleichen Ort einer ähnlichen Methodik mit dem Ergebnis, daß schlechtes Befinden bevorzugt mit Föhntagen zusammenfällt. Eine in neuerer Zeit von Mörikofer und Fritzsche (4) in Glarus durchgeführte Beobachtungsreihe brachte insofern einen bedeutsamen Fortschritt, als die Schwerpunktsbildung von Beschwerden im Vorföhnstadium nachgewiesen werden konnte. Eine weitere Statistik subjektiver Befindensstörungen von 30 Versuchspersonen eines Lungenanatoriums, die einer Gemeinschaftsarbeit von Grandjean, Fleisch, Mörikofer und Linder (5) entstammt, ergab die größte Beschwerdebhäufigkeit an Tagen mit Föhn oder Warmfrontdurchgang, die niedrigste bei ungestörtem Wetter, während die übrigen Wetterlagen eine Zwischenstellung einnehmen. Der Föhneinfluß auf das subjektive Befinden kann durch die genannten Untersuchungen, die sich durchweg auf den begrenzten Zeitraum mehrerer Monate beziehen, als erwiesen gelten. Dagegen kam Jelinek (6) in seiner Arbeit „Schlaganfall und Wetter“, der 331 in Innsbruck registrierte Apoplexiefälle eines 5jährigen Zeitraums zugrundeliegen, zu dem überraschenden Ergebnis, daß in kaltluft-advektiver Wetterlage eine erhöhte Auslösewahrscheinlichkeit besteht, jedoch für Föhnwetter kein Effekt nachgewiesen werden konnte.

Angesichts des nicht sehr umfangreichen statistisch gesicherten Beweismaterials und der teilweise widersprechenden Befunde ist es verständlich, daß die biotrope Föhnwirkung auch heute noch unterschiedlich bewertet wird. Auf der einen Seite läßt sich die Tendenz zu einseitiger Überschätzung (7) feststellen, die vielfach Hand in Hand geht mit weitgehender Verallgemeinerung, ja Verwässerung des Föhnbegriffs. Andererseits fehlt es nicht an Stimmen kritischer, skeptischer Einstellung, wie sie in letzter Zeit besonders von Halhuber (8) in seinem Hamburger Vortrag „Zur Klinik der sogenannten Föhnbeschwerden“ vertreten wurde. Für die alpine Biometeorologie stellt sich die Frage, ob dem Gebirgsföhn neben anderen biotropen Wettervorgängen eine Sonderstellung hinsichtlich Art und Intensität der ausgelösten Reizwirkung zuerkannt werden muß. An jeden Beitrag zur Beantwortung wird man die Forderung stellen müssen, daß auf meteorologischer Seite der Föhnbegriff in seiner ursprünglichen, wohlumschriebenen Fassung zugrundegelegt wird.

Die Arbeit, über die im folgenden kurz berichtet werden soll, stellt einen Ausschnitt aus einer größeren Untersuchung über die Wetterabhängigkeit des Todesertritts dar. Die verwendeten Aufzeichnungen umfassen 3 250 stundengenaue amtliche Sterbedaten des 5jährigen Zeitraumes 1951 — 1955 aus dem Landkreis Sonthofen im Allgäu, wobei Unfalltod, Selbstmord und Totgeburt aus der Betrachtung ausgeschlossen wurden. Das Gebiet schließt im wesentlichen den in 700 — 800 m NN gelegenen Bereich des süd-nördlich gerichteten Alpenteales der oberen Iller und einen schmalen Streifen des angrenzenden Alpenrandes ein und weist eine Einwohnerzahl von insgesamt 65 000 auf. Für die statistische Prüfung von Zusammenhängen mit Wettervorgängen bieten die Angaben der ständesamtlichen Register den Vorzug, daß sie über beliebig lange Zeitabschnitte lückenlos zur Verfügung stehen, was bei klinischen Aufzeichnungen nur selten erreichbar sein dürfte, daß suggestive Einflüsse, mit denen bei Befindensbeobachtungen in Heilstätten unter Umständen gerechnet werden muß, wegfallen und daß schließlich die stundengenauen Zeitangaben für den Todeseintritt eine genauere Korrelation mit den meteorologischen Daten ermöglichen. Auch für Untersuchung der regionalen Ausdehnung biotroper Wetterwirkungen, im besonderen der Reichweite von Föhnwirkungen ins Vorland hinein, dürfte damit ein unentbehrliches Ausgangsmaterial gegeben sein.

Das meteorologische Beobachtungsgut lag in Form eines lückenlosen Biometeorogramms für die erwähnte 5jährige Periode vor. Beginn und Ende antizyklonaler und zyklonaler Wettervorgänge — antizyklonales Absinken, Zyklonalföhn, Aufgleiten, labile Vorgänge, Frontdurchgänge — sind darin in stundengenauen Daten niedergelegt, die aus der fortlaufenden synoptisch-aerologischen Analyse des regionalen Wetterablaufs gewonnen wurden. Besonderer Wert wurde auf zeitlich genaue Erfassung der zyklonalen Föhnvorkommen in ihrem gesamten Ablauf und auf ihre Abgrenzung gegen antizyklonale Absinkprozesse gelegt; zu diesem Zweck wurden außer den Registrierungen der Bodenstation die Aufzeichnungen von Zugspitze und Nebelhorn und die Aufstiegsresultate der aerologischen Station München herangezogen. Neben den Phasen des Talföhns, die sich auf Grund der Bodenregistrierungen von Temperatur, Feuchte und Wind nach der 3-Kriterien-Methode mit hoher zeitlicher Genauigkeit bestimmen lassen, wurden Einsatz und Ende der zyklonalen Föhnströmung in der Höhe ermittelt, soweit dies die synoptisch-aerologische Analyse ermöglicht; bezüglich Einzelheiten der Föhndiagnose sei auf die ausführliche Darstellung in der Arbeit „Unter-

suchung zur Föhnstatistik des Oberallgäus“ (9) verwiesen. Auf Grund des Meteorogramms und unter Berücksichtigung der synoptischen Lage wurde jeder Tag durch den herrschenden Wettertyp gekennzeichnet. Das Einteilungsschema gliedert sich in 5 antizyklonale, nach Lage zum Hochdruck-Kerngebiet unterschiedene Typen, 11 zyklonale Wetterformen und 4 Übergangstypen.

Für die vorliegende Problemstellung können wir uns zunächst auf die Wettertypen der Tiefdruck-Vorderseite beschränken, der die zyklonalen Föhnvorkommen im wesentlichen angehören. Nach den synoptischen Verhältnissen lassen sich dabei folgende Entwicklungsstadien als Tageswetterformen unterscheiden, wobei jeweils die abkürzende Bezeichnung beigelegt ist:

- H — TV Übergang von Hochdruckwetter zur Tiefdruck-Vorderseite; meist westliches Randgebiet eines abziehenden Hochs mit beginnenden hohen Aufgleitvorgängen bei gleichzeitigem Absinken oder Abgleiten in unteren Schichten;
- TV Tiefdruck-Vorderseite mit verstärkenden, auf mittelhohe Schichten übergreifenden Aufgleitvorgängen und allmählich verdichtender Aufzugsbewölkung;
- TV — Fr Tiefdruck-Vorderseite mit Durchzug der nachfolgenden Front (meist Kaltfront) in der 2. Tageshälfte.

In allen Fällen, in denen eine dieser Tageswetterformen von zeitweiligem zyklonalem Talföhn (Föhndurchbruch) begleitet war, wurde dies durch den Index F besonders vermerkt.

Im 5jährigen Gesamtmaterial der Todesfälle wurden nunmehr alle auftretenden Gruppenbildungen festgestellt. Es wurden dazu in fortlaufender Auswertung sämtliche Zeitintervalle ermittelt, die, als Stichproben des Gesamtkollektivs betrachtet, eine überzufällig erhöhte Belegungsdichte mit Todesfällen aufwiesen. Als Grundwert dient dabei der jeweilige monatliche Durchschnittswert der Todesstundenhäufigkeit, der zwischen 4,6‰ und 9,9‰ schwankt, wenn man von dem durch eine Grippeepidemie verursachten Ausnahmewert von 16,3‰ im Februar 1953 absieht. Im Mittel über den ganzen Zeitraum ergibt sich eine Häufigkeit von 7,4‰; dies entspricht bei völlig gleichmäßiger Verteilung einer Belegungsdichte von 1 Todesfall in 14 Stunden. Insgesamt wurden auf diese Weise 104 Gruppenbildungen gezählt; das zugehörige Zeitintervall ist von wechselnder Länge und schwankt zwischen wenigen Stunden und etwa 2 Tagen.

Ordnet man die so ermittelten Häufungen den herrschenden Tageswettertypen zu, so finden wir die in Tab. 1 unter Beschränkung auf die oben erwähnten Wettertypen dargestellten Verhältnisse; die entsprechenden Daten für die ungestörte Hochdrucklage sind zum Vergleich vorangestellt.

Man sieht daraus, daß die Häufigkeit von Todesfall-Gruppenbildungen in der Wetterform „Tiefdruckvorderseite ohne Föhneinbruch“ gegenüber dem Wert in Hochdrucklage nur wenig erhöht ist, wobei der Mehrbetrag innerhalb der Zufallsschwankung bleibt; dagegen zeigt sich eine beträchtliche Steigerung auf 9,8‰ im Wettertyp „Tiefdruck-Vorderseite mit zeitweiligem Föhndurchbruch“. Wir kommen damit zu dem Ergebnis, daß im betrachteten Untersuchungsraum die Tiefdruck-Vorderseite erst mit der Beteiligung von bis in Bodennähe durchgreifenden Föhnvorgängen vermehrte Häufungen auszulösen vermag. In methodischer Hinsicht wird durch dieses Resultat bestätigt, daß die diagnostische Erfassung des zyklonalen Gebirgsföhns

Tab. 1

Häufigkeit von Todesfall-Gruppenbildungen in verschiedenen Wettertypen.

Zeitraum 1951—1955. Untersuchungsgebiet: Oberallgäu.

Wettertyp	Gesamtzahl der Tage	Häufigkeit von Tagen mit Gruppenbildung in %	Differenz gegen H-Wert (1. Zeile)	Größte Zufallsdifferenz bei Überschreitungswahrscheinlichkeit	
				$\varepsilon = 0,27\%$	$\varepsilon = 1\%$
H	443	3,6	—	—	—
H—TV	135	4,4	0,8	5,0	4,3
H—TV _F	12	—	—	—	—
TV und TV—Fr	248	4,0	0,4	3,5	3,0
TV _F und TV _F —Fr	102	9,8	6,2	7,5	6,4

Zeichenerklärung:

- H Hochdruckwetter
- H—TV Übergang von Hochdrucklage zu Tiefdruck-Vorderseite ohne Föhnneinbruch
- H—TV_F Übergang von Hochdrucklage zu Tiefdruck-Vorderseite mit Föhnneinbruch
- TV Tiefdruck-Vorderseite ohne Föhnneinbruch
- TV—Fr Tiefdruck-Vorderseite ohne Föhnneinbruch mit nachfolgendem Frontdurchgang in der zweiten Tageshälfte
- TV_F Tiefdruck-Vorderseite mit Föhnneinbruch
- TV_F—Fr Tiefdruck-Vorderseite mit Föhnneinbruch und nachfolgendem Frontdurchgang in der zweiten Tageshälfte

und die Abgrenzung gegen antizyklonale Absinkvorgänge für biometeorologische Untersuchungen im Alpenraum unumgänglich ist.

Der Mehrbetrag von 6,2% gegenüber dem Wert von 3,6% für ungestörtes Wetter hält sich zwar innerhalb des Zufallsbereichs, reicht jedoch nahe an dessen obere Grenze bei 7,5% heran. Legt man der Signifikanzprüfung statt der üblichen Überschreitungswahrscheinlichkeit von $\varepsilon = 0,27\%$ den im angelsächsischen Bereich vielfach verwendeten Wert von $\varepsilon = 1\%$ zugrunde, errechnet sich die obere Grenze des Zufallsbereichs für unseren Fall zu 6,4%, so daß diese Signifikanzbedingung als erfüllt gelten könnte. Nach der von Koller (10) vertretenen Auffassung ist unter diesen Umständen die Vermutung, daß es sich bei der beobachteten Differenz um einen echten, nicht zufallsbedingten Unterschied handelt, gerechtfertigt. Volle statistische Sicherung wird man allenfalls aus der Erweiterung des Untersuchungszeitraumes erwarten können. Das Beispiel zeigt, daß zum gesicherten Nachweis von Wettereinflüssen im allgemeinen ein vieljähriges Beobachtungsgut erforderlich ist. Dies wird auch aus der Überlegung verständlich, daß die meteorologischen Vorgänge nur einzelne von vielen möglichen Einflußfaktoren darstellen, daß der gleiche Wetterreiz bei verschiedenen Individuen je nach Krankheitsbefund, Konstitution und augenblicklicher Reaktionslage des vegetativen Systems differente physiologische Wirkungen verursachen kann.

An einzelnen typischen Beispielen soll nun das Auftreten von Todesfall-Gruppenbildungen bei Föhnwetter veranschaulicht werden. In der Abb. 1 sind jeweils für markante Tage Ausschnitte des Meteorogramms wiedergegeben, in denen die Wettervorgänge in ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge dargestellt sind, unter-

schieden durch verschiedene Schraffur. Die obere Zeile enthält Aufgleitvorgänge, labile Vorgänge und Frontdurchgänge, die mittlere Zeile macht antizyklonale Absinkvorgänge und zyklonale Föhnvorgänge, gegliedert nach Höhenföhn und Durchbruch ins Tal, sichtbar; in der dritten Zeile sind die Todesfälle zeitgerecht eingetragen, das Zeitintervall der Gruppenbildung ist durch Umrandung hervorgehoben.

Das Beispiel des 13. März 1951 zeigt eine Häufung im Vorstadium des Föhndurchbruchs, in dessen Verlauf Spitzenböen bis 21 m/sec registriert werden. Die erste Dekade des Monats war von nachwinterlicher Witterung im Bereich gealterter Kaltluft unter häufigem Hochdruckeinfluß beherrscht. Die zum 11. eintretende Umstellung auf eine zyklonale SW-Lage mit Höhentief im Raum der Britischen Inseln wird durch einen ersten Föhnvorstoß eingeleitet, der noch keine auffällige Vermehrung der Todesfälle auslöst. Umso stärker wird der noch intensivere Gebirgsföhn am 13. wirksam.

Die Großwetterlage am 18./19. Mai 1951 ist durch ein Höhenhoch über Nordmeer und Skandinavien gekennzeichnet, eine Situation, die man zunächst als föhnfremd ansprechen wird. Im Alpenraum jedoch führt die Wanderung eines Kaltlufttropfens aus Norden nach Westfrankreich zu einer Umgestaltung der Höhenströmungsverhältnisse. Auf der Vorderseite des mit dem Kältegebiet gekoppelten Höhentiefs entwickelt sich eine südwestliche Strömung. Während am 18. das westliche Störungsgebiet mit gewittriger Labilisierung zeitweise übergreift, stellt sich am Abend des 18. eine zyklonale Föhnströmung in der Höhe ein, die sich am 19. im Zeitintervall von 10 — 19 Uhr zum Boden durchsetzt. Bereits am 18. wird eine vermehrte Zahl von Todesfällen verzeichnet. Der 19. bringt eine

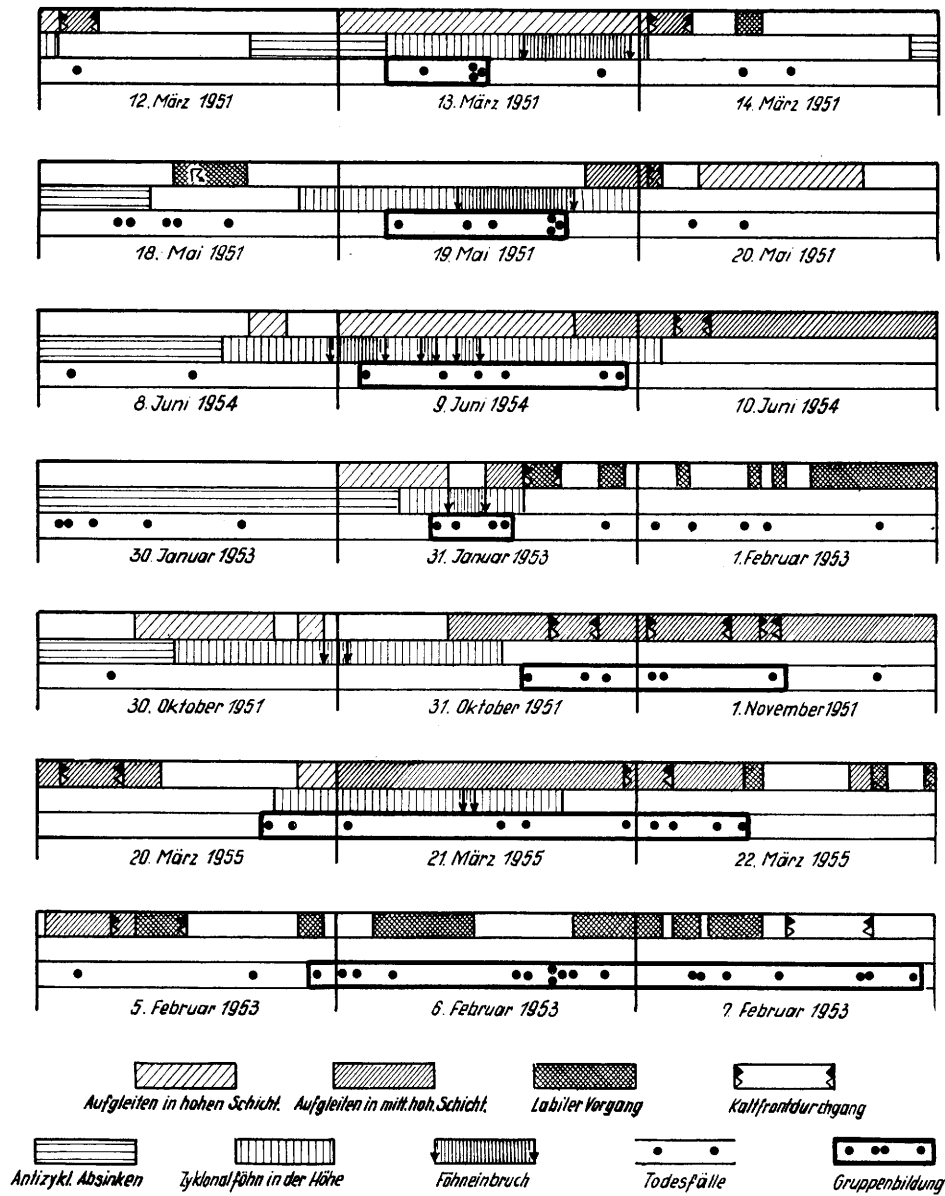


Abb. 1
Biometeorogramme für ausgewählte Tage
mit Todesfall-Gruppenbildung

Gruppenbildung, die größtenteils der Phase des durchgebrochenen Föhns angehört. Die Vorwitterung der Tage vor dem 18. war durch eine zyklonale Nordlage mit Vorherrschaft polarmaritimer Kaltluft geprägt.

Einen weiteren Fall stellt der Verlauf am 9. Juni 1954 dar. Maritime Kaltluft, die am 6./7. vorgestoßen war, gerät am 8. unter Zwischenhocheinfluß. Die kräftigen antizyklonalen Absinkvorgänge an der Westseite des nach Osten abziehenden Hochs gehen am Abend des 8. in Zyklonal föhn mit zeitweiligem Durchbruch über, der in der Frühe des 10. mit dem Durchgang der Kaltfront beendet wird. Es ist bemerkenswert, daß die Gruppenbildung der Todesfälle zeitlich nicht mit der föhnigen Hochdruckphase des Wetterablaufs am 8. zusammenfällt, sondern mit dem zyklonalen Föhnstadium.

In einem weiteren Beispiel sind die Verhältnisse am 31. Januar 1953 dargestellt. Die Zwischenhochlage des Vortages wird von der Vorderseitenströmung eines bei Schottland in rascher Zyklonogenese gebildeten Sturmtiefs abgelöst, das bekanntlich am Folgetag die Sturm-

flutkatastrophe in Holland verursachte. Das Föhnstadium vor dem Kaltfrontdurchgang ist von einer Todesfall-Gruppenbildung begleitet. Die Witterung der Vortage stand seit 28. unter dem Einfluß milder Meeresluft, in deren Bereich sich am 29./30. Aufheiterung unter Hochdruckeinfluß einstellt. Die Föhnlage am 31. markiert den Beginn einer grundlegenden Umstellung: die auf der Rückseite des Sturmtiefs vorstoßenden polarmaritimen Kaltluftmassen leiten zu einer zyklonalen Nordlage über, die mehrere Tage erhalten bleibt.

Haben wir es bei den bisher beschriebenen Beispielen gewissermaßen mit dem Regelfall zu tun, bei dem die Gruppenbildung in zeitlicher Koinzidenz mit der zyklonalen Föhnphase der Tiefdruck-Vorderseite auftritt, so finden wir andererseits Abwandlungen, die in zwei weiteren Diagrammen veranschaulicht sind.

Am 30. Oktober 1951 entwickelt sich nach vorausgehender antizyklonaler Witterung eine zyklonale Föhnströmung in der Höhe, die in der Nacht zum 31. in kurzdauerndem Einbruch zum Boden durchgreift. Eine Gruppenbildung tritt jedoch erst nach Erlöschen

des Föhns im Bereich des Trogdurchganges ein, der durch eine Kaltfront eingeleitet wird. Der 31. gehört zwar nach der oben beschriebenen Klassifizierung dem Wettertyp TV_F — KF (Tiefdruckvorderseite mit zeitweiligem Föhndurchbruch und nachfolgendem Kaltfrontdurchgang in der zweiten Tageshälfte) an, doch wird die Häufungserscheinung offensichtlich erst durch das Einfließen der Kaltluft bewirkt. Bei der Auszählung mußte daher sinngemäß diese Gruppenbildung dem Folgetag zugeschrieben werden. Darin zeigt sich der Vorteil, den stundengenaue Daten für die einwandfreie Korrelation mit Wettervorgängen im Zweifelsfalle bieten.

Eine weitere Variante läßt das Verlaufsdiagramm der Tage vom 20. bis 22. März 1955 erkennen. Nachdem an den Vortagen polare und polarkontinentale Kaltluft bestimmend war, vollzieht sich mit dem Abbau eines ostatlantischen Hochs der Übergang zu einer milden Witterungsperiode am 21. März. In einer großräumigen SW-Strömung auf der Vorderseite eines von den Azoren nach den Britischen Inseln sich erstreckenden Tiefdrucksystems kommt es in der Zeit vom 21. bis 26. zu häufigen Föhnvorgängen. Erstmals in der Nacht zum 21. beginnt eine zyklonale Föhnphase, die am 21. einen kurzdauernden Föhneinbruch bewirkt und in der Nacht zum 22. mit dem Durchzug einer Höhenkaltfront beendet wird. Ein besonderes Merkmal der auftretenden Gruppenbildung besteht darin, daß sich die Todesfälle auf ein verhältnismäßig großes Zeitintervall verteilen, daß die Häufung mit dem Einsatz des Höhenföhns zusammenfällt und in der Föhnphase anhält, daß jedoch eine Serie weiterer Fälle im Gefolge der Störungslinie ausgelöst wird, die anschließend vordringt.

Untersucht man die bei Tiefdruckvorderseite mit Föhn beobachteten Todesfall-Gruppenbildungen, die nach Tab. 1 an 10% aller Tage dieses Wettertyps vorkommen und von denen auszugewisse einzelne Beispiele gezeigt wurden, so kann man folgendes feststellen: Ein Teil der Häufungserscheinungen tritt bei Ablösung vorangehender Hochdrucklage durch einen zyklonalen Wettertyp auf, ein anderer Teil beim Wechsel von der zonalen zur meridionalen Zirkulationsform; in beiden Fällen ist die Umbildung nicht selten von Föhnvorgängen begleitet. Bevorzugt jedoch finden sich Gruppenbildungen, wenn nach vorangehender mehrtägiger zyklonaler Kaltluftlage (kalte Seite der Meridionalzirkulation) die Umstellung der großräumi-

gen Zirkulation auf warmluftadvektive SW- oder S-Lage erfolgt. Es ist anzunehmen, daß mit der grundlegenden Umgestaltung des atmosphärischen Milieus eine erhebliche Beanspruchung der adaptiven Funktionen des Vegetativums gegeben ist. Der Föhnvorgang, der diese Wetterentwicklung am Alpennordrand vielfach einleitet, stellt dabei ein zusätzliches Belastungsmoment dar. Sobald die Umbildung vollzogen ist, läßt sich ein verhältnismäßig rasches Abklingen der vegetativen Störungen beobachten. Im Einklang damit steht die Erfahrung, daß mehrtägige Föhnperioden in der Regel nur im Beginn ausgeprägte biotrope Wirksamkeit entfalten; in unserem Material finden wir dies für die Föhnperiode vom 5. bis 10. November 1951 bestätigt. Diese Tatsachen deuten darauf hin, daß die biotrope Reizwirkung eines meteorologischen Vorgangs — in unserem Fall des Föhns — vom Wettergeschehen der Vorperiode mitbestimmt werden kann. Daraus erklärt es sich wohl auch, daß — in Abweichung vom Regelfall — mitunter Häufungsbildungen nicht mit der Föhnphase zeitlich koinzidieren, sondern sich, ganz oder teilweise, in das nachfolgende Kaltfrontstadium hinein verschieben, wie die beiden zuletzt erwähnten Beispiele der Abb. 1 zeigen. Hinsichtlich des zeitlichen Ablaufs der ausgelösten Reaktionen scheint also eine gewisse Variationsbreite zu bestehen, die im wesentlichen in physiologischen Faktoren, besonders in der wechselnden vegetativen Ausgangslage, begründet sein dürfte.

Die Überprüfung des Materials unter dem Gesichtspunkt der orographischen Abhängigkeit der Föhnwirkung führte zu einem bemerkenswerten Ergebnis. Bezieht man nämlich die Ortszugehörigkeit der Todesfälle in die Betrachtung mit ein, so fällt beim Zustandekommen von Gruppenbildungen an Föhntagen die überwiegende Beteiligung von Orten im Talraum der oberen Iller und an ihrer Einmündung ins Vorland bei Immenstadt auf; demgegenüber treten die Orte am angrenzenden Alpenrand und im ost-westlich verlaufenden Seitental der Ostrach stark zurück. Der Anteil von im Illertalbereich gelegenen Orten an den Gruppenbildungen beim Wettertyp „Tiefdruck-Vorderseite mit Föhneinbruch“ beträgt 79% der Fälle, während die gleichen Gemeinden an der Gesamtzahl aller Todesfälle des 5jährigen Zeitraums nur mit 58% beteiligt sind. Der Mehrbetrag von 21% reicht so nahe an die größte Zufallsdifferenz von 23% heran, daß wir den Effekt als statistisch gesichert betrachten können. Die angewandte Methode ermöglicht demnach guten

Tab. 2

Häufigkeit von Todesfall-Gruppenbildungen in verschiedenen Wettertypen.

Zeitraum 1951—1955. Untersuchungsgebiet: Oberallgäu.

Wettertyp	Gesamtzahl der Tage	Häufigkeit von Tagen mit Gruppenbildung in %	Differenz gegen H-Wert (1. Zeile)	Größte Zufallsdifferenz bei Überschreitungswahrscheinlichkeit	
				$\epsilon = 0,27\%$	$\epsilon = 1\%$
H	443	3,6	—	—	—
K _z	611	6,9	3,3	4,5	3,9
Tr	237	8,0	4,4	5,4	4,6

Zeichenerklärung:

- H Hochdruckwetter
- K_z zyklonale Kaltluftadvektion
- Tr Höhentrog bzw. Kaltlufttropfen

Einblick in die orographische Abhängigkeit biotroper Wetterwirkung und läßt in unserem Falle Unterschiede des Föhninflusses auf kleinem Raum deutlich und nachweisbar hervortreten. Dieser Befund zeigt, daß die orographische Abwandlung des Wettergeschehens im Gebirgsraum eine erhebliche Differenzierung auch der physiologischen Wirkungen zur Folge haben kann, die der weiteren Klärung aus hinreichend großem Beobachtungsmaterial bedarf.

Es bleibt noch die eingangs gestellte Frage zu erörtern, ob dem Gebirgsföhn in der Reihe biotroper Wettervorgänge eine Vorrangstellung zugeschrieben werden muß. Es wurde daher — entsprechend der Auszählung für die Wetterformen der Tiefdruck-Vorderseite (s. Tab. 1) — für die kaltluftadvektiven Typen der Zyklon-Rückseite die prozentuale Häufigkeit von Todesfall-Gruppenbildungen ermittelt. Aus der Gesamtheit dieser Tage mit zyklonaler Kaltluftadvektion wurde der Wettertyp „Höhentrog bzw. Kaltlufttropfen“ in einer gesonderten Gruppe zusammengefaßt. Die Ergebnisse der Auszählung werden in Tab. 2 ersichtlich; als Vergleichswerte sind wieder die Zahlen für den ungestörten, antizyklonalen Wettertyp vorangesetzt. Die Häufigkeit von Gruppenbildungen beträgt demnach beim kaltluftadvektiven Wetter 6,9%; der Mehrbetrag von 3,3% gegenüber der Hochdrucklage bleibt auch bei Zugrundelegung einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von $\varepsilon = 1\%$ noch merklich unter dem Zufalls-Grenzwert. Dagegen ergeben sich hinsichtlich Annäherung an die Signifikanzgrenze für den Wettertyp „Höhentrog bzw. Kaltlufttropfen“ ähnliche Verhältnisse, wie sie für die Tiefdruck-Vorderseite mit Föhndurchbruch festgestellt wurden. Für die Häufigkeit von Todesfall-Gruppenbildungen resultiert der Wert 8,0%.

Die Differenz von 4,4% gegenüber dem Hochdruckwetter erreicht zwar nicht die obere Grenze des Zufallbereichs, die bei 5,4% liegt, kommt jedoch bei Anwendung einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von $\varepsilon = 1\%$ schon nahe an den damit auf 4,6% veränderten Grenzwert heran. Auch hier ist also die Annahme, daß es sich um einen echten, nicht zufallsbedingten Unterschied handelt, berechtigt.

Gemäß biotroper Wirkung, für die sich bei beiden Wetterformen ein ähnlicher Wahrscheinlichkeitsgrad ergibt, kann die Wettersituation „Höhentrog bzw. Kaltlufttropfen“ dem Typ „Tiefdruck-Vorderseite mit Föhnneinbruch“ zur Seite gestellt werden. Die Troglage, die im allgemeinen durch ausgeprägte zyklonale Hebungsvorgänge sowohl in Form labiler Umlagerungen, als auch in Form von Aufgleitvorgängen von zeitweise Vb-artigem Gepräge gekennzeichnet ist, entwickelt im Alpenraum vielfach eine durch Stau verstärkte Wirksamkeit. Das herrschende Wetterbild steht mit seinen Merkmalen — unter der Jahreszeitennorm liegende Temperaturen, hohe relative Feuchte, hochreichende Bewölkung, starkes Strahlungs- und Sonnenscheidefizit, starke Dunsttrübung — in ausgesprochenem Gegensatz zum trocken-warmen, klarsichtigen, strahlungsbegünstigten Föhnwetter. Die Tatsache, daß so konträren Wettertypen ein vergleichbarer Effekt in der Auslösung von Todesfall-Gruppenbildungen zukommt, mag zunächst widerspruchsvoll erscheinen, dürfte jedoch eine plausible Erklärung in andererorts gewonnenen Ergebnissen (11, 12, 13, 14, 15) finden, die es wahrscheinlich machen, daß kaltluftadvektive Vorgänge vornehmlich Apoplexie und Angina pectoris-Anfall, die warmluftadvektive Tiefdruckvorderseite dagegen Thrombose, Herzinfarkt und hypotonische Verschlechterungen begünstigt. Es bleibt dahingestellt, ob auch konstitutionelle Faktoren eine bevorzugte Ansprechbarkeit durch den einen oder anderen der gegensätzlichen Wettertypen mitbedingen.

Die stärkere Beachtung, die der Föhn als biotroper Wettervorgang in Alpenländern und oft noch mehr außerhalb der alpinen Gebiete seit je findet, ist vielleicht zum Teil auch in dem Umstand begründet, daß die empfundenen Beschwerden in besonders schroffem Widerspruch zum wahrgenommenen Wettereindruck stehen und als ein Vorfühlen der herankommenden Wetterverschlechterung an Bedeutung gewinnen, während in ausgesprochener Schlechtwetterlage auftretende Befindensstörungen weniger das Gepräge des Auffälligen haben.

Ein Beispiel für eine markante Häufung von Todesfällen in zyklonaler Kaltluftlage ist in Abb. 1 in der letzten Zeile mit dem Biometeorogramm der Tage vom 5. bis 7. Februar 1953 wiedergegeben. Bereits seit Monatsbeginn beherrschten polarmaritime Kaltluftmassen den Wetterablauf. Nach kurzdauernder Beruhigung am 4. wird am 5. Februar ein kräftiges Tief an der Ostflanke des ostatlantischen Hochs von Nordskandinavien zur Ostsee gesteuert, auf dessen Rückseite erneut frische polarmaritime Kaltluft vorstößt. Am 6. erstreckt sich ein breiter Höhentrog vom Ural über das Ostseegebiet bis zu den Alpen. In der hochreichenden labilen Kaltluft kommt es zu lebhafter Schauerstätigkeit. Am 7. Februar wird mit dem Übergang zur NE-Lage polarkontinentale Kaltluft in die Strömung einbezogen. Die Belegungsdichte mit Todesfällen ist in der Zeit vom 5. bis 7. Februar überzufällig vermehrt gegenüber dem durch eine Grippe-Epidemie bereits stark erhöhten Monatsdurchschnitt. Auf die Wiedergabe weiterer Beispiele für kaltluft-advektive Wetterlagen muß im begrenzten Rahmen dieser Darstellung verzichtet werden.

Zusammenfassend können wir sagen: Aus der statistischen Untersuchung von Todesfall-Gruppenbildungen ergibt sich eine annähernd gesicherte Wirksamkeit des Wettertyps „Tiefdruck-Vorderseite mit Föhnneinbruch“, während für die gleiche Wetterform ohne Föhnneinbruch ein merkbarer Effekt nicht gefunden wurde. Berücksichtigt man die Tatsache, daß die Wetterform der Tiefdruck-Vorderseite im Untersuchungsgebiet nur in etwa 30% der Fälle von bodennahen zyklonalen Föhnvorgängen begleitet ist, so erhellt daraus, daß die einseitige Überbewertung der Föhnwirkung, vor allem die Überschätzung der Häufigkeit ihres Auftretens nicht berechtigt ist, umso weniger, als in gebirgsfernen Gebieten, in denen die Voraussetzungen für orographischen Föhn nicht gegeben sind, die Trog-Vorderseite als bevorzugt biotrop erkannt wurde (16). Es erscheint notwendig, auch der Wirksamkeit kaltluft-advektiver Wetterlagen Beachtung zu schenken. Die Intensität der Föhnwirkung scheint von der Vorwitterung abhängig zu sein und weist auf kleinem Raum erhebliche Unterschiede auf. Über die regionale Reichweite des Föhninflusses nach dem Vorland hin ist eine Untersuchung im Gange.

Literatur

- (1) v. Ficker, H. u. de Rudder, B.: Föhn und Föhnwirkungen. Leipzig 1943
- (2) Trabert, W.: Innsbrucker Föhnstudien III. Der physiologische Einfluß von Föhn und föhnlosem Wetter. Denkschr. Wien. Akad. Wiss. math.-nat. Kl. 81 (1907)
- (3) Rohden, H.: Einfluß des Föhns auf das körperlich-seelische Befinden. Arch. ges. Psychol. 89, 605 (1933)
- (4) Mörikofer, W.: Zur Meteorologie und Meteorobiologie des Alpenföhns. Verh. Schweiz. Naturforsch. Ges. Davos 1950

- (5) Grandjean, E., Fleisch, A., Mörikofer, W. u. Linder, A.: *Helv. Physiol. Acta* **11** C 18 — C 20 (1953)
- (6) Jelinek, A.: Schlaganfall und Wetter. *Biokl. Beibl.* **3**, 63 (1936)
- (7) Ungeheuer, H.: Vom „Föhn“ des Föhnkranken. *Fortschr. Medizin* **74** 357 (1956)
- (8) Halhuber, M. J.: Zur Klinik der sogenannten Föhnbeschwerden. *Med.-Meteor. H.* **13**, 112 (1958)
- (9) Obenland, E.: Untersuchung zur Föhnstatistik des Oberallgäus. *Ber. Dt. Wetterd. Nr.* **23** (1956)
- (10) Koller, S.: Graphische Tafeln zur Beurteilung statistischer Zahlen. Darmstadt 1953
- (11) Daubert, K.: Spezifische Reizkomponenten des Wetters und ihre Beziehung zum gesunden und kranken Organismus. *Med.-Meteor. H.* **13**, 63 (1958)
- (12) Kuhnke, W.: Meteorologische Grundlagen einer medizin-meteorologischen Vorhersage. *Med.-Meteor.* **11**, 3 (1956)
- (13) Renschler, H.: Hypotonie begünstigende Wetterlagen und arterielle cerebrale Durchblutungsstörungen. *Med.-Meteor. H.* **13**, 84 (1958)
- (14) Beleke, H.: Herzinfarkt, stenokardische Beschwerden und Wetter. *Med.-Meteor. H.* **13**, 56 (1958)
- (15) Lippert, E.: Kritische Bemerkungen zur Meteorotropie zirkulatorischer Insulte. *Angew. Meteor.* **2**, 355 (1957)
- (16) Kuhnke, W.: Kann man von einer Föhnwirkung in Norddeutschland sprechen? *Med.-Meteor. H.* **13**, 117 (1958)

Diskussionsbemerkungen

F. Lauscher: In der Bioklimatologie der Pflanzen wird die Gunst und Ungunst der Witterung und des Klimas phänologisch, phänometrisch, nach Erträgen etc., also vielseitig und meist nach positiven Merkmalen beurteilt. Es ist schade, daß in der Bioklimatologie der Menschen so oft die Begriffe „biologisch günstig“ oder „biologisch ungünstig“ nur auf die Todesfälle bezogen werden (vergleichsweise in der Pflanzenwelt: Absterben von Organen oder Organteilen wird bloß als Sonderfall betrachtet).

E. Obenland: Statistischen Untersuchungen über Wettereinflüsse auf den Menschen kann man eine Reihe physiologischer Erscheinungen zugrundelegen. Es ist daher durchaus berechtigt, auch den Todeseintritt in die Betrachtung einzubeziehen, umso mehr als die standesamtlichen Sterbedaten ein Beobachtungsgut darstellen, das in lückenlosen Aufzeichnungen für beliebige Orte und Gebiete und für genügend lange Zeiträume zur Verfügung steht. Es ist sowohl für das Studium der räumlichen Ausbreitung biotroper Wettervorgänge, wies dies in den Arbeiten des Meteorologischen Observatoriums Hamburg gezeigt werden konnte, als auch für die Erkennung orographisch bedingter Unterschiede biotroper Wetterwirkung geeignet. Der Wert einwandfreien, aus der Beobachtung an Kranken und Gesunden gewonnenen Materials über subjektive Befindensstörungen, Leistungsschwankungen, Schmerzzustände, Herz- und Kreislaufstörungen etc. wird damit keineswegs bestritten; die notwendige Homogenität und Lückenlosigkeit dieser Aufzeichnungen über hinreichend lange Zeiträume wird allerdings erfahrungsgemäß in vielen Fällen nicht erreicht.

4.11. Atmosphärische Zustände und Vorgänge bei Wetterphase 3 (Föhn) nach Ungeheuer

von

Hellmut Reifferscheid

(mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle im Text)

Dem Wirkungsspektrum der atmosphärischen Klima- und Wettervorgänge und -zustände steht das Spektrum der klinischen Dispositionen im Organismus gegenüber. Zwischen beiden besteht eine Vielzahl von Wirkungszusammenhängen, die in den meisten Fällen unbekannt ist. Auf der einen Seite sind die singulären Wirkungen zu Wirkungskomplexen, auf der anderen Seite die Einzelreaktionen zu Reaktionskomplexen und -folgen koordiniert. Der ursprüngliche Ursache-Wirkung-Weg ist in den meisten Fällen verdeckt.

Deshalb ist die zeitsynchrone, präzise Analyse eine der Hauptforderungen der bioklimatischen und biometeorologischen Arbeitsweise. Beide Disziplinen Medizin und Meteorologie bemühten sich darum. Dort sind die Versuche an die Namen Hoff, Pichotka, Hensel, Mücher u. v. a. m. gebunden; in der Meteorologie nenne ich nur die Hamburger Analyse, das Bioklimogramm von F. Becker (1), die Wetterphasen-Analyse nach Ungeheuer (2) und die Methode der dynamischen Tageswettertypen nach Daubert (3).

Bei biometeorologischen Untersuchungen hat sich die Wetterphasen-Analyse nach Ungeheuer (2) vielfach bewährt. Sie unterteilt bekanntlich den Wetterablauf im nördlichen Alpengebiet und Alpenvorland in 6 Wetterphasen und erfaßt damit alle Wetterzustände und -vorgänge, die beim westöstlichen Durchzug eines Tiefdruckgebietes und in den Zeiten vorher und nachher am Beobachtungsort auftreten. Die Wetterphase 3 bezeichnet dabei die Föhnlage in der Südströmung. — Die Gültigkeit dieser Einteilung bestätigte sich in vielen Fällen bei Korrelationen mit biologischen Abläufen.

Abbildung 1 zeigt eine derartige Analyse für den Oktober 1954.

Die nachfolgenden Ausführungen sollen einen kleinen Beitrag darstellen zur schärferen Fassung der Wetterphase 3. Und zwar betrachtet sie die Strömungsverhältnisse über der Bodenschicht und versucht eine Klärung der Frage, inwieweit die biotrope Wirkung des Föhns durch Vorgänge in oder durch die absteigende Luftströmung selbst oder durch gleichzeitige, wetterwirksame Vorgänge zustande kommt.

Aus den Jahren 1954, 1955 und 1956 liegen Wetterphasen-Analysen neben Tölz auch für München und Augsburg vor. Aus diesem Material wurden alle Föhnlagen herausgezogen und in Beziehung gesetzt zu dem Höhenwindfeld über der Stadt München mit

Hilfe der Messungen der Radiosonde-Station München-Riem.

Die Wetterphase 3 nach Ungeheuer bezeichnet ein Wettergeschehen, das mit überwiegend föhnigen Erscheinungen im nördlichen Teil der Alpen und des Alpenvorlandes einhergeht. Der Definition wird als charakteristischer Faktor das Temperatur/Feuchte-Milieu an der Beobachtungsstation zugrunde gelegt. Dieses muß gegenüber den langjährigen Mittelwerten dieser Größen bzw. gegen die mittleren Verhältnisse der vorvergangenen 5 Tage Abweichungen im Sinne von zu warm und zu trocken zeigen. (Bei ungehinderter Sonneneinstrahlung Absinkvorgänge).

Als weitere Kennzeichnung dieser Wetterphase werden folgende Bedingungen hinzugezogen:

Wolkenarmut, höchstens einige *acu lent* bzw. hohe Bewölkung

extrem gute Sichtverhältnisse (Luftreinheit)
schwacher bis mäßiger Bodenwind, häufig mit Südkomponente.

(über den Höhenwind ist nichts ausgesagt)

Bezüglich des Luftdruckganges wird ein ausgeprägter Tagesgang gefordert, dem sich ein allgemeiner Druckfall überlagert.

Die vertikale Temperaturschichtung soll durch Inversionen charakterisiert sein. Dies bedeutet, daß in den Frühstunden zumindest im Winter in den Alpenfälern und im Alpenvorland oft eine Sc-Decke die Obergrenze der Bodeninversion anzeigt. Sie kann im Laufe des Tages durch Sonneneinstrahlung aufgelöst werden. Zum gleichen Effekt führt das Durchgreifen der Föhnströmung zum Boden.

Die Variabilität auch dieser Erscheinungsform im Bodenmilieu hat Ungeheuer mit den feinen Beobachtungsmerkmalen erfaßt: „Trotz kalter Nacht kein Tau oder Reif“. Auch hierdurch wird das Vorherrschen advektiver Verhältnisse über die ortsgebundene Strahlungsrhythmik betont.

Der Wettervorgang „Föhn“ macht es dem Biometeorologen in Oberbayern besonders schwer: Ob einer Rheumaschmerzen, Kopfweh, Blinddarmentzündung oder Migräne hat — immer ist, im Urteil des Publikums, der „Föhn“ der Übeltäter. Die Unfähigkeit des Menschen, objektiv von der eigenen „Schmerzempfindenden“ Person zu abstrahieren, bestätigt sich am Beispiel Föhn.

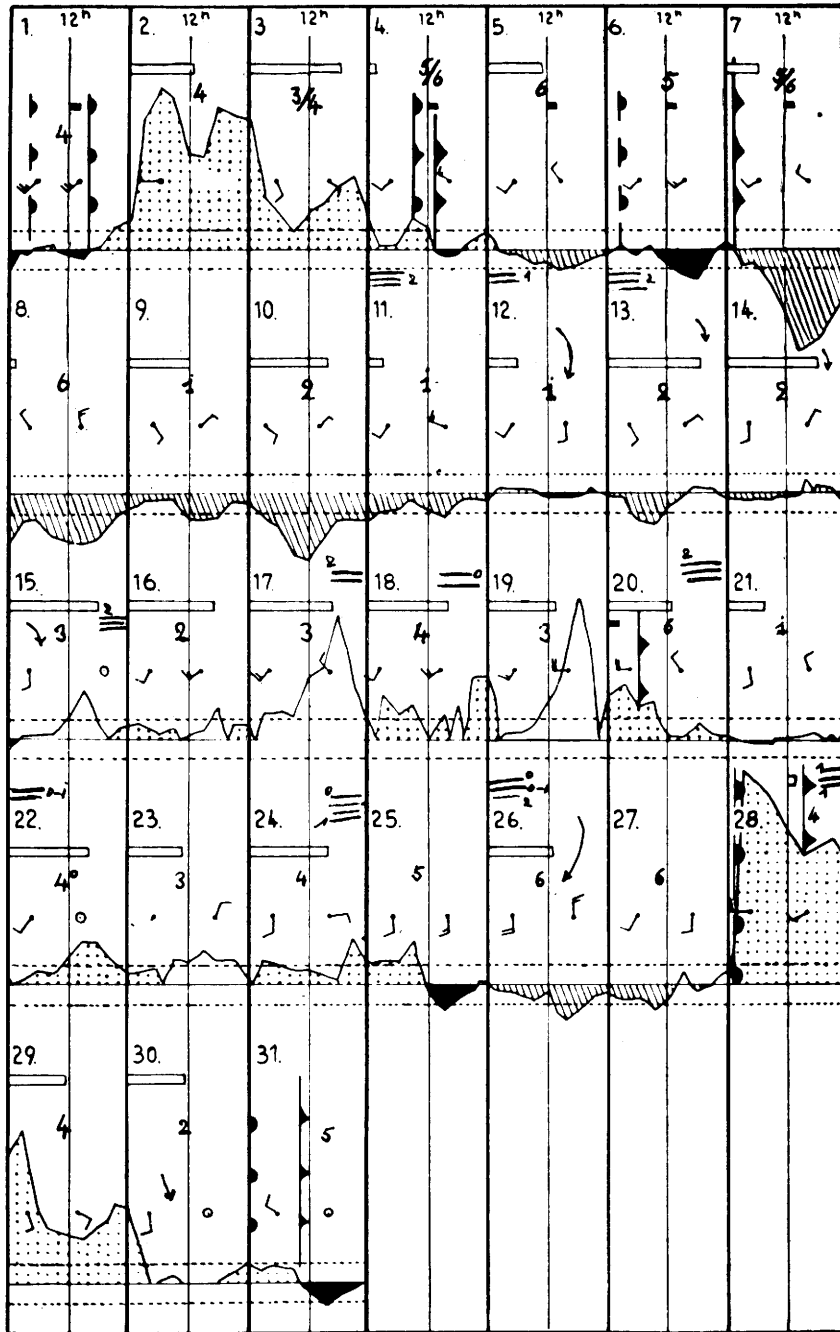


Abb. 1
Wetterphasen-Analyse für Oktober 1954 in München

Deshalb zuvor die Definition „Föhn“: Als Föhn im nördlichen Alpenvorland sollen alle Wetterzustände und -vorgänge bezeichnet werden, die als Folge von, oder in Zusammenhang mit einer großräumigen südlichen Luftströmung auftreten. Dabei ist der Ausfall von Niederschlag im Luv der Alpen nicht ein Kriterium, das in jedem Fall erfüllt sein soll.

Um einen Eindruck von den im nördlichen Alpenvorland auftretenden Wettererscheinungen zu vermitteln, seien diese eingangs an Hand einiger Darstellungen kurz beschrieben.

Im Ablauf des Witterungsgeschehens unserer Breiten stellen die Alpen das bedeutendste orographische Hindernis für die Luftströmung in Mitteleuropa dar. Im Zusammenhang mit den Hauptwindrichtungen lösen sie deshalb vor allem an ihrem nördlichen und nordöstlichen Vorland absteigende Luftströmungen,

Wolkenauflösung, Niederschlagsminderung sowie erhöhten Sonnenscheinuß aus. In Tabelle 1 sind die mittleren Windrichtungen an den Stationen Augsburg, München und Bad Tölz für die Monate Juni und Dezember wiedergegeben (nach Klima-Atlas von Bayern von K. Knoch).

Infolge dieser Strömungsverhältnisse werden im nordöstlichen und östlichen Alpenvorland relative Wolkenarmut, Niederschlagsminderung und relativ zu den übrigen Gebieten hohe tägliche Sonnenscheindauern hervorgerufen. Dies sei nachfolgend an den Abb. 2 und 3 aus dem Klima-Atlas von Bayern demonstriert.

Abb. 2 zeigt in Isolinien gleicher Sonnenscheindauer dargestellt die mittlere Sonnenscheindauer des sonnenscheinreichen Juni 1942. Man erkennt ein Maximum der Sonnenscheindauer in der wolkenarmen

Tab. 1

Mittlere Windrichtung im Alpenvorland

Augsburg	München	Tölz	Mittl. Luftdr. Vert.
Dez. SW	SW	W	Tief. Alpenvorland
Juni SW u. NW	SW u. W	N u. NW	Hoch Biskaya u. SW-Europa.

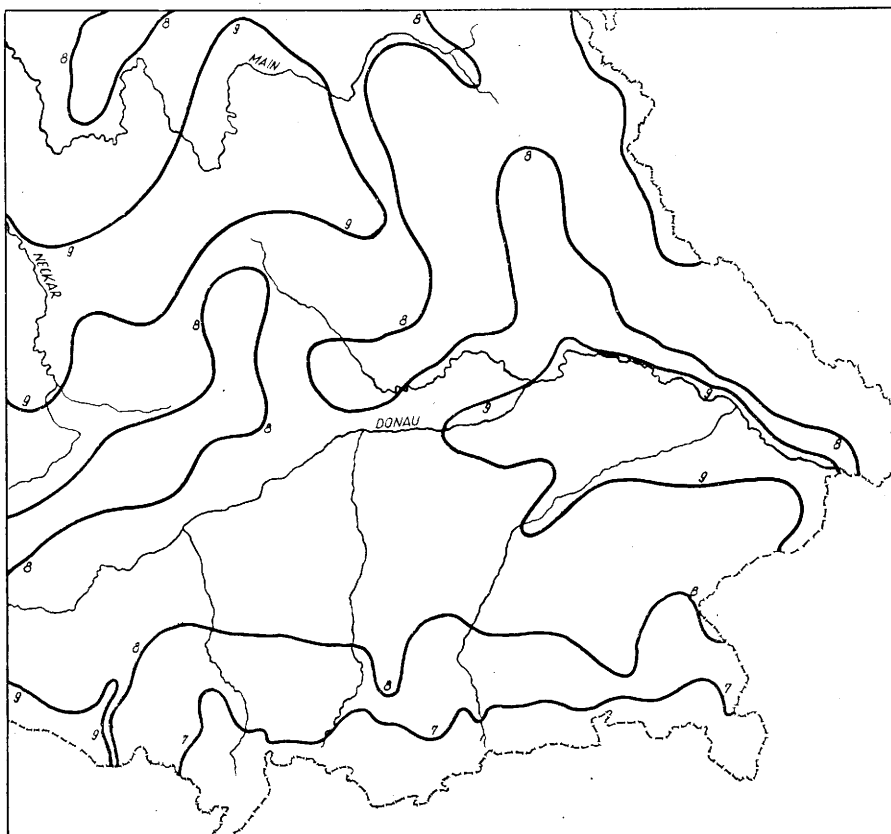


Abb. 2
Isolinien gleicher Sonnenscheindauer (Stunden pro Tag) des Juni 1942 in Bayern

Lücke zwischen Ingolstadt im Westen und Passau im Osten und Regensburg im Nordwesten und Landshut im Südosten.

Abb. 3 zeigt die Verhältnisse im sonnenscheinreichen Dezember 1942. Hier tritt die relative Sonnenscheinarmut in den Tälern (Augsburg) gegenüber dem relativen Sonnenscheinreichtum im Gebirge (Bad Tölz) hervor.

Es ist eine bekannte Tatsache, daß nicht jede Föhn-situation biotrope Erscheinungen hervorruft (Dirnagl (4), Brezowsky (5), Obenland (6)). Es scheint deshalb notwendig, weitere Parameter für die Präzisierung der Wetterphase 3 heranzuziehen. Brezowsky (7) konnte zeigen, daß die Situation des „freien Föhn“ nur selten biotrop wirkt. Reiter (8) kommt zu ähnlichen Ergebnissen auf Grund der Registrierung der Infralängstwellen. Die Biotropie dieser ist bekanntlich mit dem gleichzeitigen Auftreten von Fronten gekoppelt (s. a. H. König (9)). Allerdings ist ihre Wirkung spezifisch (Hirnverletzte).

Die vorliegende Untersuchung unternimmt den Versuch, durch Korrelation der Höhenströmung mit den Vorgängen am Boden (ausgedrückt in Wetterphasen) eine Beziehung zu finden, die eine schärfere Fassung des „biotropen“ Föhn-geschehens gestattet.

Die Wetterphase 3 bezeichnet den Witterungszustand „Südföhn“, der innerhalb der Vorderseitenströmung einer von W heranziehenden Strömung im nördlichen Alpenvorland auftritt. Dabei darf man in ausgeprägten Fällen eine in allen Schichten vorherrschende SE- bis SW-Strömung in allen Höhenschichten voraussetzen. Synoptisch wird diese Situation meist nach Abbau einer länger währenden Hochdruckperiode über Mitteleuropa eintreten, wenn die Steuerung über eine V-Lage zur Westlage überleitet. — In allen diesen Fällen wird gleichzeitig die Erfüllung des „Zusatz-Kriteriums“ — Niederschlag im Luv der Gebirge — erfüllt sein.

In den einzelnen Jahren treten erwartungsgemäß unterschiedliche Häufigkeiten von Wetterphase 3 auf

1954	38
1955	31
1956	19

Vergegenwärtigen wir uns die eingangs gezeigten Häufigkeitsverteilungen der Windrichtung, so lassen diese Zahlen verwundern: sie sind zu klein! Die Erklärung liegt in der Tatsache begründet, daß in der Mehrzahl der Fälle des Auftretens von Wetterphase 3 auch Wetterlagen erfaßt sind, bei denen wiederholt während mehrerer Tage diese Strömungsverhältnisse auftreten.

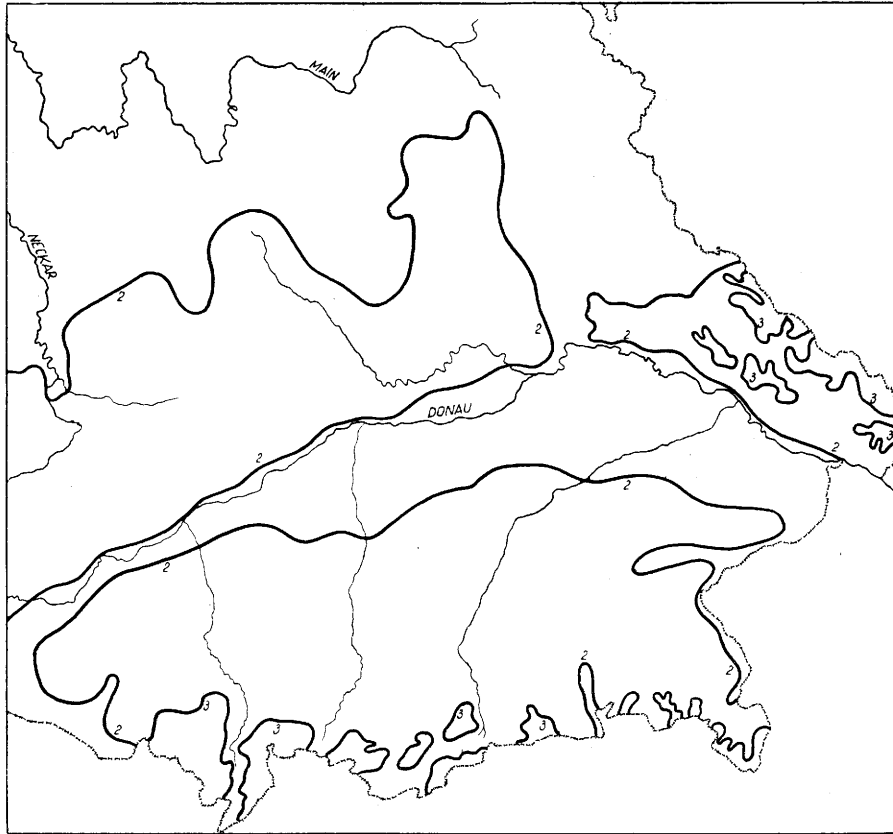


Abb. 3
Isolinien gleicher Sonnenscheindauer (Stunden pro Tag)
des Dezember 1942 in Bayern

Als weiteres Kriterium wurden nur solche Fälle herangezogen, bei denen die Föhnphase von der Wetterphase 4, das bedeutet aber „Wetterumschlag“ gefolgt war.

Hierzu sei eine kurze Erläuterung gegeben. Im Alpengebiet herrscht wie auch sonst auf der Vorderseite der west-ost-ziehenden Störungen eine Südströmung, in die meist auch die Warmfronten eingebettet sind. Der oft nur schwache Windsprung hinter der Warmfront beendet im nördlichen Alpenvorland die Föhnströmung nicht. Erst wenn die Beobachtungsorte in die nördliche Rückseitenströmung der Störung gelangen (meist hinter der Kaltfront), setzt im Alpengebiet der sog. „Wetterumschlag“ ein. Dieser beschließt die sonnenreiche Föhnlage mit der dann besonders „dunkel“ erscheinenden Staulage. In der vorliegenden Untersuchung sind nur solche Fälle ausgewählt, in denen auf die Föhnphase die Staulage folgt, d. h. das „Föhngeschehen“ beendet wurde. Aus diesem Grunde werden in der vorliegenden Untersuchung nur zyklonale Wetterlagen herangezogen.

Die Definition „Föhn“ im nördlichen Alpenvorland fordert also das Auftreten von Winden mit zumindest südlichen Komponenten auch in der Höhe. Himmelsbedeckung und Wolkenzugsbeobachtungen geben indirekten Aufschluß über diese Verhältnisse (ich erinnere an die eingangs gezeigten Bilder).

Die regelmäßigen Aufstiege der Radiosondenstation München-Riem gestatten die Prüfung der Frage, ob bei Wetterphase 3 im Bodenumfeld tatsächlich auch in der Höhe dieses Kriterium erfüllt war.

Das Windfeld um und über der Stadt München zeigt einen engen Zusammenhang mit den Föhnerscheinun-

gen. Doch ist dabei von besonderer Bedeutung, in welchem Maße sich die Struktur des Höhenwindes über der Station ausprägt: Untersuchungen haben gezeigt, daß bei Föhnlagen das Auftreten von Winden aus südlicher Richtung in allen Höhenschichten über der Station nicht unbedingte Voraussetzung ist. Vielmehr kann ein zum Alpenmassiv strömungsparalleles Windfeld sehr wohl Föhnerscheinungen, wie Wolkenauflösung und Lufttrockenheit hervorrufen, wenn die Strömung nur kräftig genug ist. Dies soll nachfolgend an einigen Beispielen erläutert werden:

Abbildung 4 zeigt den Wochenabschnitt einer Wetterphasenanalyse aus dem März 1955. An den eingezeichneten Bodenwindbeobachtungen erkennen wir, daß der Witterungscharakter überwiegend advektiv bestimmt war. Dabei ziehen die einzelnen Störungen in schneller Folge auf südlichem Kurs von dem Seegebiet nördlich der Azoren über die Nordsee nach dem nördlichen Weißrußland. Entsprechend tritt im Alpengebiet ein häufiger Wechsel zwischen SE-S- und N-NW-Winden auf. Dies kommt in der Wetterphasenanalyse deutlich zum Ausdruck.

Die Höhenströmung dagegen macht diese Schwankungen nur in etwa mit (s. 23. und 24.): während am 23. noch überwiegend W- bis NW-Winde in Höhen über 4 km herrschen, drehen sie in den nächsten 3 Tagen allmählich zurück auf SW (26. und 27. März). Erst in der Nacht zum 28. dreht mit dem Kaltlufteinbruch, der die Umgestaltung der Wetterlage abschließt, der Wind auch in der Höhe endgültig auf W und später auf NW.

In dem betrachteten Zeitraum, der witterungsmäßig für eine rein zyklonale Westlage charakteristisch ist,

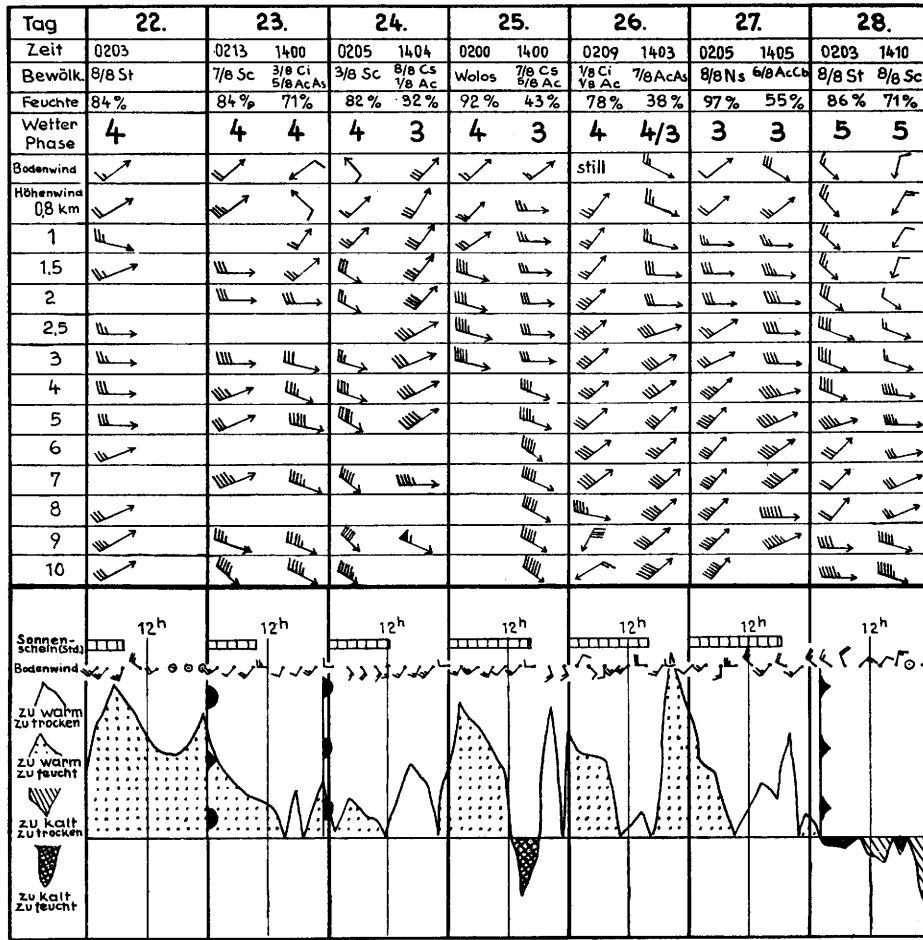


Abb. 4
Wetterphasen-Analyse und Höhenwind vom 22. — 28. März 1955
für München

ergeben sich folgende Zusammenhänge zwischen dem Auftreten der „Föhnphase“ 3 im Bodenmilieu und der Höhenströmung:

A. Synoptisch-aerologische Kennzeichnung der Wetterphase 3:

1. Das Auftreten der Wetterphase 3 beim zyklonalen Wetterablauf ist an alle diejenigen Fälle gebunden, bei denen im Bodenmilieu (untersten 2 km (Grundschicht nach Schneider-Carius)) Winde mit südlichen Komponenten auftreten.
2. Die Höhenwinde brauchen dagegen diesem Kriterium nicht gleichzeitig zu folgen (s. z. B. Beispiel vom 24.—25. März 1955). Hier dreht der Wind mit der Höhe unter Auffrischen nach rechts auf West bis Nordwest.
3. Charakteristisch für derartige Lagen ist die Tatsache, daß bei ihnen trotz geringer relativer Feuchten am Boden (45% und 38%) in der Höhe gleichzeitig über 6/10 ci- und cs-Bewölkung auftritt. — Synoptisch handelt es sich dabei meist um die breiten Räume zwischen den Fronten, in denen Hochdruckeinfluß vorgetäuscht wird.
4. Echte Föhnlagen dagegen sind alle diejenigen, bei denen in allen Höhenschichten über der Station Winde mit südlichen Komponenten auftreten. Synoptisch sind dies immer die Räume vor den ostziehenden Fronten.

B. Biotrope Kennzeichnung der Wetterphase 3

Die biotropen Reize beschränken sich auf alle diejenigen Lagen, bei denen das Windfeld auch in der

Höhe mit dem Durchzug der Fronten Südkomponenten aufweisen.

1. Dies ist dann der Fall, wenn bei einer Föhnlage der Höhenwind von SE aus rechts dreht, ohne jedoch über W hinaus zu gehen.
2. Die biotropen Reize nehmen ab, wenn Wetterphase 3 über mehrere Tage herrscht.
3. Bei Annäherung der Kaltfront, d. i. aber bei Rechtsdrehen des Windes auch in der Höhe (abschließenden Kaltfronten) nehmen sie wieder zu. Im Bodenmilieu folgt dann auf Wetterphase 3 die Wetterphase 4 („Wetterumschlag“).
4. Wettersituationen mit Auftreten der Wetterphase 3 im Bodenmilieu, jedoch westlicher bis nordwestlicher Höhenströmung und wolkenerefülltem Raum in der Höhe (A 3) sind biologisch nicht ungünstig.

Schlußfolgerung

Aus der Untersuchung des Zusammenhanges zwischen dem Auftreten von Wetterphase 3 im Bodenmilieu und der gleichzeitig herrschenden Höhenströmung scheint hervorzugehen, daß die Wetterphase 3 nur dann „biotrope Föhnssituation“ bedeutet, wenn sich der Beobachtungsort in Frontnähe befindet. Danach ist die biotrope Wirksamkeit bei Wetterphase 3 weniger an die Föhnströmung als an das gleichzeitig auftretende Wettergeschehen im unmittelbaren Frontbereich gebunden.

Literatur

- (1) Becker, F.: Erfahrungen mit dem Bioklimogramm. *Angew. Meteor.* **1**, 101 (1952)
- (2) Ungeheuer, H.: Ein meteorologischer Beitrag zu Grundproblemen der Medizin-Meteorologie. *Ber. Dt. Wetterd.* Nr. 16 (1955)
- (3) Daubert, K.: Methode der dynam. Tageswettertypen. In: *Ergebn. d. phys. diätet. Therap.* **5**. (1955)
- (4) Dirnagl, K.: Die Wetterempfindlichkeit als Zivilisationsschaden. *Phys. Therapie* **9**, 250—253 (1957)
- (5) Brezowsky, H.: in diesem Heft
- (6) Obenland, E.: in diesem Heft
- (7) Brezowsky, H. u. Häuptler, W.: Mensch und Wetter als pathogenetische Faktoren der Angina. *Ärztl. Forschung* **2**, 179—186 (1957)
- (8) Reiter, R.: Tagesbeispiele zu luftelektrisch-bioklimatischen Zusammenhängen. *Med. Mtschr.* **6**, 45—48 (1952)
- (9) König, H.: Zur Frage der biotropen Wirkung atmosphärischer Störungen. *Med.-Meteor. H.* Nr. **9**, 26—31 (1954)

4.12. Zur biologischen Wirkung der langwelligen Ultraviolettstrahlung in den Alpen

von

Rudolf Schulze

Zusammenfassung

Das Meteorologische Observatorium Hamburg beschäftigte sich in den letzten Jahren mit der Möglichkeit der Registrierung der langwelligen Ultraviolettstrahlung und der direkten Bestimmung der biologischen Wirkung des UV-A; zur physikalischen Messung wurde die Larché-Kugel benutzt und für die biologische Wirkung die Reaktionsschwellenzeit der direkten Pigmentierung der menschlichen Haut. Beide Versuchsreihen zeigten die gleiche Abhängigkeit von der Sonnenhöhe für einen Transmissionsfaktor von $q = 0,6$. Neuerliche physikalische Messungen im Hochgebirge an ausgewählten Tagen wie auch die Untersuchung der biologischen Wirkung durch Bestimmung der Schwellenzeit der menschlichen Haut bestätigten diesen Befund auch für das Hochgebirge. Die Bestrahlungsstärke wie auch die Tagessummen der langwelligen Ultraviolettstrahlung können hiernach für alle Orte des Hochgebirges anhaltsmäßig gegeben werden.

5. Vorträge zum Themenkreis: Hydrometeorologie

5.1. Beitrag zum Problem der Nebelniederschlagsmessungen

von

Božidar Kirigin

(mit 7 Abbildungen und 11 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Um eine möglichst vollständige Vorstellung der Nebelniederschlagsmenge zu erhalten, ist es notwendig, außer den schon erforschten Abhängigkeiten mit Bezug auf Meereshöhe, Kontinental- und Hangeffekt auch die Fälle von Küstennebeleinwirkung in allen Einzelheiten zu erklären. Auf Grund einer Reihe von Beobachtungen in den Jahren 1955 bis 1957 im Mittelmeerraum auf der unmittelbar an der Adria-Küste gelegenen Höhenstation Zavižan 1620 m (Velebit-Gebirge) wurden in Abhängigkeit von der Windstärke und von einer bestimmten Wetterlage Messungen der Fälle von Nebelablagerung mit oder ohne Niederschlag vorgenommen.

Abstract

In order to get a conception as complete as possible about the amount of fog precipitation, beside the effects of continentality and of slope, which are investigated already it appears necessary to explain in more detail the cases of the fog effects close to the coast.

Based on the series of observations from the Mediterranean area at the mountain station Zavižan at 1620 m NN (mountain Velebit) and which is situated next to the Adria coast, there are described the measurements in cases of fog deposits with or without precipitation in dependence of wind force and determined weather types.

Résumé

En vue d'obtenir l'idée aussi complète que possible sur la quantité des précipitations dues au brouillard, il est nécessaire d'expliquer en détail, outre les dépendances déjà explorées relativement à l'altitude, l'effet du continent et celui des versants, les cas de l'influence des brouillards sur la côte.

Se fondant sur une suite d'observations obtenues dans le bassin de la Méditerranée, on a élaboré à la station de montagne Zavižan (1620 m — sur la montagne Velebit) située en proximité de la Mer adriatique, les mesures pour les cas d'accumulations du brouillard avec ou sans précipitations, dépendant de la force du vent et de la situation météorologique donnée.

Vorbemerkung

Um die Ergiebigkeit der zusätzlichen Nebelniederschlagsmenge zu erforschen, deren Untersuchung die

Meteorologische Weltorganisation in ihren Washingtoner Beschlüssen (1948) empfohlen hatte, wurden bei der Höhenstation Zavižan 1620 m ($\varphi = 44^{\circ} 49'$; $\lambda = 14^{\circ} 59'$) seit dem 1. September 1954 mit der vom Observatorium Hohenpeißenberg angewandten Methode Nebelniederschlagsmessungen eingeführt. Als Ablagerungskörper wird ein Nebelfänger gebraucht, der dem normalen Niederschlagsmesser nach Hellmann mit einem Zylinder aus Drahtgitter als Zusatzgerät aufgesetzt wird.

Die Aufstellung eines Niederschlagsmessers mit Nebelfänger auf der höchsten meteorologischen Station Zavižan in Jugoslawien, Volksrepublik Kroatien, auf dem sich in der Richtung NW — SE in der Länge von 165 km Durchschnittsbreite 13,5 km (Abb. 1) erstreckenden Gebirgsmassiv Velebit, ermöglicht die Untersuchung des Küstennebels.

Zum Vergleich der Messungsangaben wurden seit dem 1. Oktober 1954 auf dem Observatorium Sljeme 999 m ($\varphi = 44^{\circ} 59'$; $\lambda = 14^{\circ} 53'$), 128 km vom Adriatischen Meer entfernt, ebenfalls Nebelniederschlagsmesser mit Nebelfänger aufgestellt.

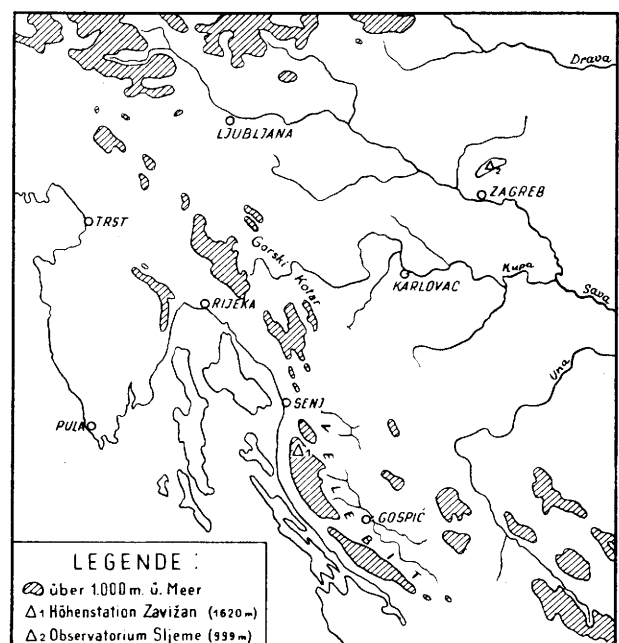


Abb. 1

Übersicht über die Gebirge im Südwesten Jugoslawiens.

Die ersten Messungsergebnisse des Nebelniederschlags sind nur für einen kurzen Zeitraum bekanntgegeben (2) und von Grunow (3, 4) bearbeitet worden.

Über die zur Messung des Nebelniederschlags angewandte Methode und die horizontale Ablagerung von Niederschlag durch die Vegetation, wie auch über den Einfluß der Ablagerungshöhe wird in diesem Referat nicht berichtet, da in der diesbezüglichen Literatur schon zahlreiche Messungen veröffentlicht sind. Der Zweck meines Berichtes besteht in dem Versuch, Nebelablagerungsmessungen mit oder ohne Niederschlag, in Abhängigkeit von der Windstärke, mit Rücksicht auf die unmittelbare Küstennähe und die durch den bekannt starken Wind — die Bora — beeinflusste spezifische Lage zu bearbeiten.

Da das Velebit-Gebirge ein Grenzgebiet zwischen Land und Meer ist, kommt es zur Mischung von verschieden temperierten Luftmassen, die für den großen Steigungseffekt des Seewindes auf größere Erhebung der Küste sehr wichtig sind. Eine besondere Wirkung wird auch durch den Einbruch von kalten Luftmassen über den Bergkamm auf den Velebit-Südhang ausgeübt.

Zur Erklärung verschiedener Nebelmengen ohne Niederschlag sind die Ergebnisse der vergleichenden Messungen nach den Hauptrichtungen der Windströmung in Abhängigkeit von einer bestimmten Wetterlage bearbeitet.

Ergiebigkeit des Nebelniederschlags

Auf Grund der Beobachtungen wurde auf dem Hauptversuchsfeld der Höhenstation Zavižan im Zeitabschnitt von Januar 1955 bis Dezember 1957 im Vergleich zum normalen Niederschlagsmesser (H) eine

Zusatzmenge von 272% für den Niederschlagsmesser mit Nebelfänger (HN) erhalten. Aus demselben Zeitraum weisen die Messungen auf dem Observatorium Sljeme eine bedeutend geringere Nebelniederschlagsmenge von 112% auf. Die Ursache des Ablagerungsabfalls liegt in erster Linie in der Entfernung der Meßstelle von der Küste wie auch in der Meereshöhe

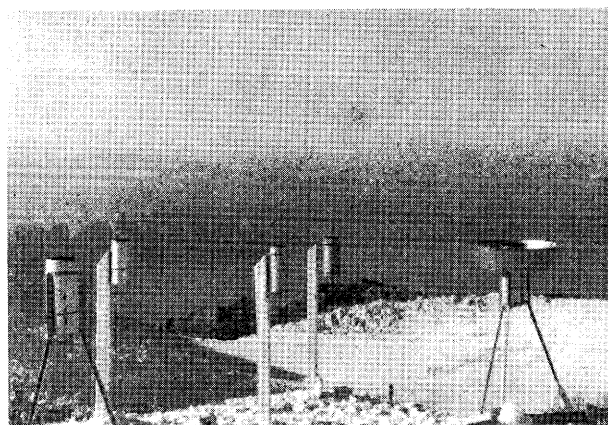


Abb. 2

Position der Niederschlagsmesser auf der Höhenstation Zavižan (1620 m). (Blick auf das Adriatische Meer und die Insel Rab).

und der isolierten Lage des in unmittelbarer Nähe der Stadt Zagreb liegenden Medvednica-Gebirges.

Die Ergiebigkeit der zusätzlichen Nebelablagerung auf der Station Zavižan wird in Tabelle 1 für drei Jahresreihen nach Monaten, sowie für den ganzen Zeitraum (1955—1957) dargestellt, während Tabelle 2 das Hauptversuchsfeld des Observatoriums Sljeme angibt.

Tab. 1

Vergleichsmessungen zwischen einem Niederschlagsmesser 200 cm² mit Nebelfänger (HN) und einem gewöhnlichen Niederschlagsmesser 200 cm² (H), Zavižan, 1620 m

Monat	1955			1956			1957			1955—1957		
	HN	H	HN:H %	HN	N	HN:H %	HN	N	HN:H %	HN	N	HN:H %
I.	648	114	600	1389	288	482	197	135	146	745	179	416
II.	729	227	321	247	148	167	633	138	459	536	171	313
III.	602	293	205	181	75	241	175	62	282	319	143	223
IV.	146	108	135	648	158	410	320	203	158	371	156	238
V.	283	107	264	357	185	193	477	217	220	372	170	219
VI.	257	100	257	367	208	176	155	106	146	260	138	188
VII.	350	195	179	120	44	273	197	104	189	222	114	195
VIII.	176	84	210	100	58	172	200	99	202	159	80	199
IX.	249	138	180	41	3	1367	387	170	228	226	104	217
X.	742	363	204	311	185	168	440	174	253	497	241	206
XI.	662	224	296	546	217	252	274	82	334	494	174	284
XII.	1085	150	723	409	100	409	418	83	504	637	111	574
Jahr	5929	2103	284	4716	1669	283	3873	1573	246	4838	1781	272

Die Ergiebigkeit der Ablagerung in Zavižan tritt hauptsächlich in den Wintermonaten (XII—II) mit 434% auf, mit einem Höchstbetrag von 574% im Dezember (Abb. 3 A), also mit der fünffachen Niederschlagsmenge. Auf dem Observatorium Sljeme beträgt der zusätzliche Nebelanteil in den Winter- und Frühjahrsmonaten fast dasselbe (117%), doch findet die größte Ablagerung im November statt (141%).

Bei einem Vergleich der Jahrgänge der Nebelniederschlagsmenge kann man feststellen, daß die Stationen Zavižan und Sljeme im allgemeinen den gleichen Jahrgang haben, doch weist die Station Sljeme gerade in den Wintermonaten eine bedeutend niedrigere Ablagerung auf; ein Beweis, daß die zusätzlichen Wassermengen im Laufe der Wintermonate, besonders im Dezember und Februar, im Grenzgebiet

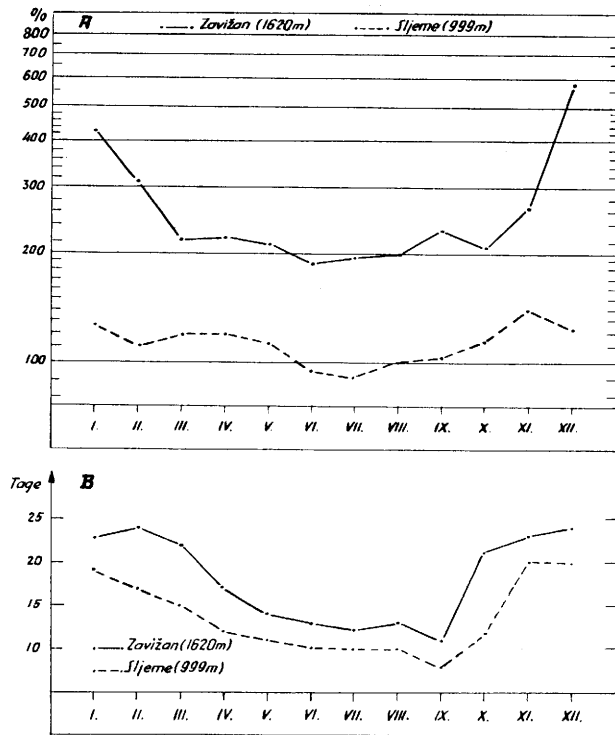


Abb. 3

Jahresgang der Ergiebigkeit des Nebelniederschlags (A) und der Tage mit Nebel (B)
Zeitraum: Januar 1955 bis Dezember 1957

zwischen Land und Meer infolge von Strömung der feuchten maritimen Luftmassen auf das Festland über den Gebirgsgegenden Gorski Kotar und Velebit am ergiebigsten sind.

Die monatlichen Ablagerungsmengen auf dem Regennmesser mit Nebelfänger sind auch durch andere meteorologische Elemente bedingt, besonders durch Bewölkung, Wolkenhöhe und im Zusammenhang damit auch durch die Zahl der Tage mit Nebel (4). Diese Abhängigkeit ist am besten aus Abbildung 3 B und den Zahlangaben (Tabelle 3) ersichtlich, obwohl in den Monaten mit den wenigsten Tagen mit Nebel nicht der niedrigste Nebelniederschlag zu finden ist. Diese Erscheinung kann auch die Folge einer bedeutend größeren Ergiebigkeit der Nebelablagerung ohne Niederschlag sein, was noch im Laufe dieses Referats besprochen wird.

Nach den Angaben aus Tabelle 3 erhält man für die Station Zavizan jährlich 217 Tage mit Nebel, was im Vergleich mit dem Observatorium Sljeme um 53 Tage mehr, im Vergleich mit dem Observatorium Zugspitze (5) aber um 41 Nebeltage weniger bedeutet. Diese große Anzahl von Nebeltagen tritt nicht nur als Folge der Wolkenhöhe, sondern auch des Hangeffekts auf, weil der Nebel längs des Gebirgskamms auf der Luvseite des Velebit beträchtlich stärker wird, während es zu gleicher Zeit auf der Leeseite zu einer Wolkenauflösung kommt; dies bedingt den orographischen Nebel.

Abbildung 4 stellt den Jahresgang der Bewölkung für die Höhenstation Zavizan dar, verglichen mit den

Tab. 2

Vergleichsmessungen zwischen einem Niederschlagsmesser 200 cm² mit Nebelfänger (HN) und einem gewöhnlichen Niederschlagsmesser 200 cm² (H), Sljeme 999 m

Monat	1955			1956			1957			1955—1957		
	HN	H	HN:H %	HN	N	HN:H %	HN	N	HN:H %	HN	N	HN:H %
I.	78	42	186	77	64	120	80	78	103	78	61	128
II.	161	127	127	62	85	73	106	88	120	110	100	110
III.	156	139	112	44	30	147	24	18	133	75	62	121
IV.	49	46	107	147	129	114	170	135	126	122	103	118
V.	200	189	106	103	96	107	283	234	121	195	183	113
VI.	131	140	94	255	257	99	60	60	100	149	152	98
VII.	139	150	93	28	33	85	181	185	98	116	123	94
VIII.	149	153	97	113	108	105	184	182	101	149	148	100
IX.	104	103	101	8	9	89	100	92	109	71	68	104
X.	295	262	113	107	98	109	116	93	125	173	151	114
XI.	140	99	141	165	123	134	73	45	162	126	89	141
XII.	77	60	128	81	69	117	95	71	134	84	67	125
Jahr	1679	1510	111	1190	1101	108	1472	1281	115	1448	1297	112

Tab. 3

Mittlere Zahl der Tage mit Nebel
(1955 — 1957)

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr
Zavizan	23,0	23,8	22,3	17,0	14,3	12,6	11,6	13,3	11,0	20,6	23,0	24,0	216,5
Sljeme	19,3	17,0	14,7	12,3	11,3	10,3	9,7	10,3	7,7	12,0	19,7	19,7	164,0

Beobachtungen für denselben Zeitraum bei der unmittelbar an der Adriaküste liegenden Bodenstation Senj (28 m), 20 km in der Luftlinie in Richtung NW von Zavizan entfernt. Es ist bezeichnend, daß beide

Stationen fast den gleichen Jahresgang der Bewölkung haben, doch zum Unterschied von den Erscheinungen auf dem Festland kommt es auf der Station Zavizan, im Verhältnis zur Bodenstation, zu keiner ausdrück-

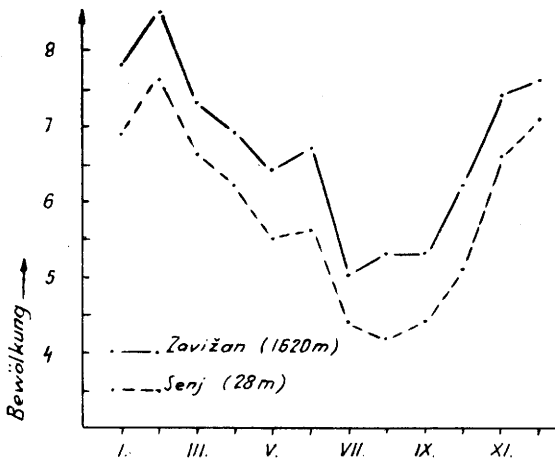


Abb. 4
Jahresgang der Bewölkung, Zeitraum 1955 — 1957.

lichen Bewölkungsabnahme. Das ist jedenfalls auf die schon erwähnte Entstehung des orographischen Nebels auf dem Velebit-Gebirge zurückzuführen, während längs der Adriaküste heiteres und sonniges Wetter herrscht. Die Abnahme der Ergiebigkeit des Nebelniederschlags vom Januar gegen die Sommermonate und die Minimum-Erscheinungen im Juni und Juli, können nach Grunow (4) durch steigende Sonnenhöhe und zunehmende Erwärmung erklärt werden. In den Sommermonaten beträgt der zusätzliche Anteil an

der Nebelablagerung für das Velebit-Gebirge auf 1600 m ü. M. 193%, während im Lande auf 1000 ü. M. ein Defizit von zusätzlicher Wasserspende (97%) zu verzeichnen ist.

Nebelzuschlag im Vergleich mit der Windstärke

Außer den schon angeführten Bedingungen, von denen die Ablagerung des Nebelniederschlags abhängt, sollen nach Grunow (4) noch andere Faktoren berücksichtigt werden, wie zum Beispiel: der Wassergehalt in der Wolke, Tropfengröße, Geschwindigkeit und Richtung der Strömung, wie auch die Dauerzeit der Ablagerung. Da die Höhenstation Zavižan und das Observatorium Sljeme eine sehr günstige Lage haben, wurden die parallelen Messungen des Nebelniederschlags nach den Niederschlagsformen im Zusammenhang mit der Windstärke bearbeitet (Tabelle 4). Zu diesem Zwecke wurden für den Zeitraum 1955 — 1957 alle täglichen Niederschlagsmengen mit den Ablagerungswerten des Nebelniederschlags verglichen, die mit Hilfe des Regenmessers im Zusammenhang mit den Stufen der mittleren täglichen Windstärke gemessen waren. Die Angaben sind so dargestellt, daß die mittlere tägliche Windstärke nach den Formeln $14h + 21h + 07h : 3$ berechnet ist, während der Niederschlag um $07h$ gemessen wurde und sich auf den Zeitabschnitt der letzten 24 Stunden bezieht. In der Tabelle 4 sind auch die Ergebnisse des Nebelzuschlags, ausgedrückt in prozentueller Abweichung vom Niederschlag $\frac{(HN - H)}{H} \cdot 100 (\%)$, dargestellt.

Tab. 4

Verteilung der verschiedenen Niederschlagsformen nach Vergleichsmessungen mit dem Nebelfänger und dem normalen Niederschlagsmesser nach Stufenwerten der Windstärke (Bft)

Zeitraum 1955 — 1957

HN = Niederschlagsmesser mit Nebelfänger, Werte in mm
 H = normaler Niederschlagsmesser, Werte in mm
 NZ = Nebelzuschlag (%)

Mittelwerte für Station Zavižan (1620 m)

Windstärke (Beaufort)	Instrument und NZ	●	*	●*	≡●	≡*	≡●*	≡	≡●*	Gesamt
0—3,0	HN	39	0	39	243	141	127	81	592	631
	H	34	0	34	113	85	35	6	239	273
	NZ	15	0	15	115	66	263	1250	148	131
3,1—6,0	HN	61	1	62	1699	494	596	425	3214	3276
	H	46	0	46	599	250	212	43	1104	1150
	NZ	33	0	35	184	98	181	888	191	185
6,1—9,0	HN	11	.	11	393	139	246	143	921	932
	H	7	.	7	75	104	122	50	351	358
	NZ	57	.	57	424	33	102	186	162	160
0—9,0	HN	111	1	112	2335	774	969	649	4727	4839
	H	87	0	87	787	439	369	99	1694	1781
	NZ	28	0	29	197	76	163	556	179	172

Fortsetzung der Tab. 4
Mittelwerte für das Observatorium Sljeme (999 m)

Windstärke (Beaufort)	Instrument und NZ	●	*	●*	≡●	≡*	≡●*	≡	≡● *● *	Gesamt
0—3,0	HN	120	18	138	355	81	40	8	484	622
	H	119	15	134	338	67	35	1	441	575
	NZ	1	120	3	5	21	14	700	10	8
3,1—6,0	HN	58	21	79	453	101	100	19	673	752
	H	55	19	74	405	87	80	11	583	657
	NZ	5	11	7	12	16	25	73	15	14
6,1—9,0	HN	0	6	6	45	22	0	.	67	73
	H	0	6	6	37	22	0	.	59	65
	NZ	0	0	0	22	0	0	.	14	12
0—9,0	HN	178	45	223	853	204	140	27	1224	1447
	H	174	40	214	780	176	115	12	1083	1297
	NZ	2	12	4	9	16	22	125	13	12

Aus den vorliegenden Angaben (Abb. 5) ersieht man, daß nur bei der Erscheinung von Nebel mit Regen (≡●) und Regen und Schnee (●*) eine Erhöhung des Zuschlags vom Nebelniederschlag, infolge der Windstärke besteht, obwohl im Falle von Regen mit Schnee ohne Nebel auf dem Observatorium Sljeme eine Abnahme zu verzeichnen war.

Sehr beachtenswert ist der hohe Zuschlag bei Nebelniederschlag (≡●), besonders auf der Station Zavižan.

Eine festgestellte Abnahme des durch die Windstärke verursachten Nebelzuschlags, bei der Erscheinung von Nebel mit Mischniederschlag von Schnee und Regen zusammen (≡●*) oder Nebel mit Schnee (≡*) — obgleich sich auf der Station Zavižan eine gewisse Zunahme bei der Stärke 3,1 — 6,0 Bft zeigt — bestätigt ebenfalls die schon erwähnten Einwände zum Regennmesser mit Nebelfänger, der während des Schneefalls wie ein geschlossener Zylinder wirkt (Gr unow (6)).

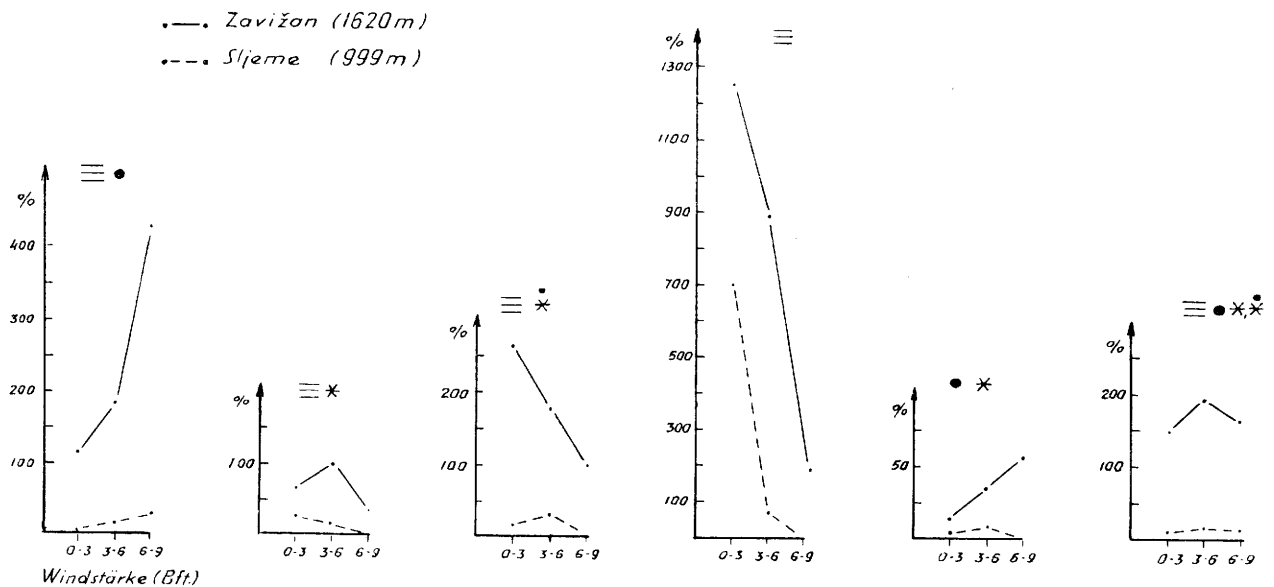


Abb. 5
Der Nebelzuschlag im Vergleich mit den Stufenwerten der Windstärke (Bft) 1955 — 1957

Das Auftreten der festgestellten Abnahme des Nebelzuschlags ohne Niederschlag, im Vergleich zu der Windstärke, ist über alle Erwartung groß. Vermutlich liegt der Hauptgrund darin, daß bei der Bearbeitung

der Angaben jede Nebelablagerung ohne Niederschlag zu überprüfen ist und diejenigen Fälle, deren Ergiebigkeit niedrig war, sollten ausgeschaltet werden.

So wurde zum Beispiel bemerkt, daß es auf der Höhenstation Zavižan nur bei einer größeren Windstärke als 3 Bft, insbesondere bei sehr starkem Wind (≥ 6 Bft), von insgesamt 167 Fällen der Ablagerungserscheinungen von Nebel ohne Niederschlag nur 29 Fälle mit kleiner Ergiebigkeit gibt (der Unterschied zwischen dem Niederschlagsmesser mit Nebelfänger und dem gewöhnlichen Niederschlagsmesser ist sehr gering). Solche Fälle kommen immer bei Einbruch der kalten Luftmassen mit kleinerer Ergiebigkeit vor. Sofern solche Fälle nicht berücksichtigt werden, erhält man vollkommen andere Werte (Tabelle 5), welche die erwartete Voraussetzung bestätigen, daß die Nebelablagerung ohne Niederschlag durch die anwachsende Windstärke erhöht wird.

Tab. 5

Vergleichsmessungen zwischen einem Niederschlagsmesser mit Nebelfänger (HN) und einem gewöhnlichen Niederschlagsmesser (H) ohne festgestellte niedrigste Ergiebigkeit
Werte in mm

Station	0—3,0 Bft		3,1—6,0 Bft		6,1—9,0 Bft	
	HN	H	HN	H	HN	H
Zavižan	243	19	1165	75	197	10
Sljeme	23	2	13	0		

Einfluß der Wetterlage auf Nebelablagerung ohne Niederschlag

Die bereits beschriebene Lage der Höhenstation Zavižan am Nord-Velebit bietet die Möglichkeit eines Versuchs, die meteorologischen Bedingungen zu untersuchen, die zu einer ergiebigen Nebelablagerung ohne Niederschlag führen. Luftmassen, Strömungsgeschwindigkeit und Wetterlage sind im Grenzbereich zwischen Land und Meer die Hauptursachen einer zusätzlichen Wasserspende. Die Häufigkeit der Windrichtungen auf Zavižan (Abb. 6) weist darauf hin, daß auf dem Velebit-Bergkamm hauptsächlich vier Windrichtungen vorherrschen, und zwar aus der Richtung Festland E und SE, vom Meer aus SW und W. Schon die Berücksichtigung dieser Tatsache ermöglichte es für weitere Untersuchungen der Ergiebigkeit der Nebelablagerung

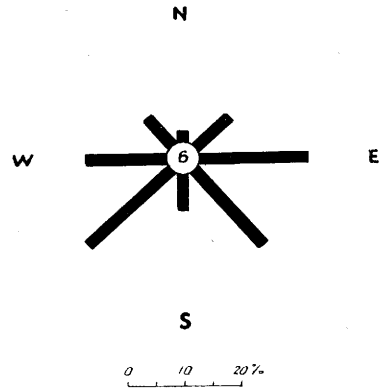


Abb. 6
Häufigkeit der Windrichtungen auf der Station Zavižan (1620 m); 1954 — 1957

ohne Niederschlag Wetterlagen für bestimmte Windrichtungen festzustellen. Im Laufe einer 3jährigen Beobachtungsreihe traten 167 Fälle von Nebelablagerung ohne Niederschlag in Erscheinung. Für jeden einzelnen Fall wurden die vorherrschende Windrichtung und die mittlere Windstärke nach der bereits dargelegten Formel bestimmt. Bei den 167 aufgezeichneten Fällen von Ablagerung entfallen 84 auf östliche Windströmung mit starker Ablagerung (E_G), 54 (Fälle) auf südwestliche Windströmung (SW_G), während eine im Verhältnis zum normalen Regenmesser unbedeutende Ablagerung nur in 29 Fällen verzeichnet wurde, aber nur bei östlicher Strömung (E_K). Die Anwendung der Ausdrücke östliche Strömung (N — NE — E — SE) und südwestliche Strömung (S — SW — W — NW) geschieht aus dem Grunde, weil diese Strömungen eigentlich zwei Grundbewegungstypen während der Entstehung von Hangnebel, einer Folgeerscheinung der allgemeinen Wetterlage, darstellen. Auf der Abb. 7 ist die Häufigkeit der Windrichtungen bei SW_G -, E_G - und E_K -Strömung graphisch wiedergegeben, woraus ebenfalls zu ersehen ist, daß bei E- und SW-Strömung am häufigsten Winde E- und SW-Richtung, Stärke 3,1 — 6,0 Bft auftreten. Der Wind von 6,1 — 9,0 Bft kommt am häufigsten aus Richtung E (Bora) vor. Diese Tatsache zeigt weiterhin, daß sich die zusätzliche Niederschlagsmenge aus Nebelluft am häufigsten bei schwacher und mäßiger Luftbewegung ablagert, während bei starker Strömung, wie schon erwähnt, die Nebeltröpfchen horizontal abgeweht werden, weswegen der Unterschied zwischen Niederschlagsmesser mit Nebelfänger und normalen Regenmesser geringer wird.

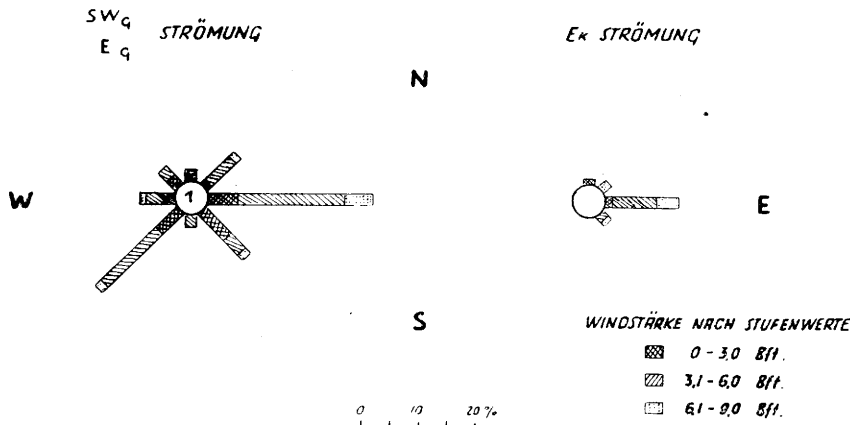


Abb. 7
Häufigkeit der verschiedenen vorherrschenden Windrichtungen in % an Tagen mit Nebelablagerung ohne Niederschlag auf Zavižan. (Die Zahl in den Kreisen gibt die Häufigkeit der Windstillen an), Zeitraum 1955 — 1957.

Die Nebelablagerungsmengen ohne Niederschlag, verteilt nach den Hauptrichtungsströmungen jahresweise und für den ganzen Zeitraum von Januar 1955 bis Dezember 1957 (Tabelle 6) weisen darauf hin, daß bei SW_G-Strömung durch Zuführung von Meeresluft Bergnebel entsteht, wodurch auch die Ergiebigkeit äußerst groß ist. Orographischer Nebel hingegen gibt infolge des Einbruches von Kaltluft auf die Meeresküste (E_G-Strömung) eine bedeutend geringere Nebelablagerung als die SW-Strömung.

Um die Abhängigkeit der Ergiebigkeit der Nebelablagerung ohne Niederschlag von der Wetterlage festzustellen, wurden die Großwetterlagen für alle 167 Fälle, nach Hess und Brezowsky (7), an Hand täglicher Wetterberichte mit Wetterkarten des Deutschen Meteorologischen Dienstes (8) bestimmt. Die Großwetterlagen wurden nach der Morgenkarte um 07 Uhr, gleichzeitig mit der Niederschlagsmessung, festgesetzt.

Die auf Grund einer detaillierten Analyse der Großwetterlagen für jeden Fall von Nebelablagerung ohne Niederschlag ausgearbeiteten Tabellen 7, 9, 11 weisen für einzelne Großwettertypen und -lagen, nach Baur (9), bzw. nach Hess und Brezowsky die durch drei Jahre vermessen entsprechenden Nebelmengen auf (HN/H). Zwecks leichterem Zurechtfinden auf den beigelegten Tabellen sind die ergiebigen Ablagerungen eingerahmt. Auf Grund des verfügbaren Materials konnte man zu folgenden Feststellungen gelangen:

Tab. 6

Die Ergebnisse der Vergleichsmessungen der Nebelablagerung ohne Niederschlag nach der Hauptrichtung der Windströmung

G = große Ablagerung K = kleine Ablagerung

Windströmung	1955		1956		1957		Gesamt 1955--1957	
	HN	H	HN	H	HN	H	HN	H
SW _G	163	9	447	5	217	6	827	20
E _G	329	37	115	12	320	25	764	74
E _K	3	1	327	175	26	26	356	202

a) Die ausgesprochene Ergiebigkeit der Nebelablagerung ohne Niederschlag (Tabelle 7) auf der Höhenstation Zavižan kommt infolge der Wirkung maritimer Luftmassen bei den Großwetterlagen Wa, Ws, Wz in den Monaten XI. — II. zustande; SWa, SWz im Dezember und Januar; Tr W im April und Sa und SEa im November bzw. Dezember. Bei allen angeführten Wetterlagen, die Fälle stärkerer Nebelablagerung ergeben, weht auf der Höhe von SW — W — NW maritime Warmluft (m Tp und m Pt) und verursacht durch Überwehen des Velebit-Gebirges Nebelniederschlag.

Tab. 7

Ergiebigkeit der Nebelablagerungen in Abhängigkeit von Großwettertyp und der Großwetterlage bei SW_G-Strömung. Zavižan 1955 — 1957.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Nordwestlage NWz	.	.	2/0	14/1	18/.	.	.	.
Westlage Wa Ws Wz	106/1	132/4	.	.	5/1	.	.	1/1	21/.	1/.	80/1	56/3
Südwestlage SWa SWz	49/0	2/.	46/0
Südlage Sa Sz Tr W	11/0	.	.	85/1	.	10/0	.	.	.	4/.	64/4	1/0
Südostlage SEa	12/2	3/0	61/1
Ostlage HFa HNFa	21/0	.	.	.	7/.	.
Winkelwestlage Ww	15/0	.
Insgesamt	178/3	135/4	2/0	99/2	5/1	10/0	21/0	1/1	39/.	5/.	168/5	164/4

Bei analytischem Erfassen der einzelnen Großwetterlagen mit Hilfe von Bodenkarten und absoluter Topographie 500 mb wurde ersichtlich, daß für die Nebelablagerung die absolute Topographie von entscheidender Bedeutung ist. Diese Tatsache bestätigen besonders die Großwetterlagen Wa, Wz, SWa, TrW und Sa, wonach in den Bodenschichten das Hoch über Süd- und Mitteleuropa (Wa, Wz) oder über Süd- und Osteuropa (SWz, TrM) liegt, so daß aus diesen Bodenkarten die Westströmung nicht ersichtlich ist. Meines Erachtens ist dabei unbedingt die Dicke der Hochdruckschicht zu berücksichtigen, da es im allgemeinen davon abhängt, ob auf 1600 m Höhe West- oder Ostströmung vorhanden ist. Infolgedessen gibt es Fälle, wo bei einer

bestimmten gleichen Großwetterlage auch eine ausgesprochen östliche Strömung mit ergiebiger Nebelablagerung (E_G) besteht, wie dies aus Tabelle 9 deutlich hervorgeht.

Die Fälle der Großwetterlagen Wa und Wz kennzeichnen die zwei Herbstmonate September und Oktober, die Großwetterlagen Sa und SEa den Monat März. Aus einigen auserwählten Beispielen (Tabelle 8) ist ebenfalls zu ersehen, bis zu welchem Umfang Nebelablagerung mit Regen-, bzw. Regen- und Schneefall als Nebenerscheinung herbeigeführt durch tropisch-maritime Luftmassen (SW — WNW-Wind 4 — 7 Bft), zustandekommen kann.

Tab. 8
Typische Fälle auffallend hoher Tagesmengen
von Nebelniederschlag. Zavižan (1620 m)

HN = Niederschlagsmesser mit Nebelfänger
F = Niederschlagsformen
H = Niederschlagsmesser (Hellmann)
DD = Windrichtung und Stärke (Bft)
GWL = Großwetterlage

Datum	NH	H	F	DD	GWL
Jahr 1955					
12.—13. I.	124	3	≡●	SW ₄	Ws
14.—15. I.	133	10	≡●	WSW ₅	Ws
3.—4. XII.	171	3	≡●	W ₆	NWc
10.—11. XII.	102	1	≡● *	WNW ₅	Ws
Jahr 1956					
21.—22. I.	213	12	≡●	WSW ₇	Wc
12.—13. IV.	81	1	≡●	WSW ₅	NWc
14.—15. XII.	131	4	≡●	W ₅	Wc
Jahr 1957					
5.—6. II.	80	2	≡●	W ₄	SWc

Tab. 9
Ergiebigkeit der Nebelablagerungen in Abhängigkeit von Großwettertyp
und Großwetterlage bei E_G-Strömung. Zavižan 1955 — 1957.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Nordlage HNa HB HNz Tr M	.	.	15/0	.	53/4	4/0	.	7/0	7/0	8/2	135/18	.
Nordwestlage NWe NWz	6/1	12/2	.	3/0	.	.	2/1	.
Westlage Wa Ws Wz	.	12/2	1/0	24/1	29/1	4/1	4/.
Südwestlage SWa SWz	.	.	7/1	4/0	5/0	.	.	.
Südlage Sa	.	.	28/3	6/1
Südostlage SEa	.	.	31/2
Ostlage HFa HNfa	.	.	.	3/0	16/1	11/1	.
Nordostlage NE	1/0
Hochdruck Mittel- europa HM HB	5/1	.	10/0	1/1	41/4	6/0	.	4/0	8/0	189/22	20/1	35/2
Winkelwestlage Ww	6/1
Insgesamt	11/2	12/2	91/6	4/2	100/9	22/2	1/0	13/0	44/1	189/22	20/1	35/2

b) Aus östlicher Luftströmung (E_G) entstandener Bergnebel wird durch Herbeiführung anderer Luftmassen hervorgebracht. Außer den unter a) schon erwähnten Großwetterlagen spielen für die Ergiebigkeit der Nebelablagerung auf dem Velebit die Großwetterlagen HNa im Mai, HB im November und BM im Mai, Oktober und Dezember eine sehr große Rolle. In diesen Monaten kommt es zu einem deutlichen Einbruch von gealterter Polarluft als Folge einer Hochdruck-

brücke (BM) oder eines abgeschlossenen Hochs über Mitteleuropa (HM). Die Ergiebigkeit des Nebels bei E_G-Strömung ist bedeutend schwächer und nur in einzelnen Fällen ausgeprägter. Demgegenüber zeigt die Häufigkeitszahl der Erscheinung, daß der durch die Bora verursachte orographische Nebel am häufigsten auftritt und in Einzelfällen sogar an bis zu acht aufeinander folgenden Tagen anhält.

Tab. 10

Ergebnisse vergleichbarer Messungen von Bewölkung, Niederschlag und Wind auf der Höhenstation Zavižan und der Bodenstation Senj

Datum - Zeit	Zavižan 1620 m				Senj 28 m		
	N	NH	H	DD	N	H	DD
November 1957							
17. 07 ^h	0	.	.	ESE ₆	2	.	ENE ₇
14	9	.	.	ESE ₆	9	.	ENE ₇
21	4	.	.	ESE ₆	4	.	ENE ₇
18. 07	10≡	5	0	ESE ₄	10	.	ENE ₆
14	10≡	.	.	ESE ₆	9	.	ENE ₇
21	10≡	.	.	ESE ₅	1	.	ENE ₇
19. 07	10	16	2	E ₁	9	.	ENE ₇
14	10≡	.	.	ESE ₇	4	.	ENE ₇
21	10≡	.	.	SE ₈	1	.	ENE ₇
20. 07	10≡	20	2	SE ₈	1	.	ENE ₇
14	10≡	.	.	ESE ₈	9	.	ENE ₇
21	10≡	.	.	ESE ₈	2	.	ENE ₇
21. 07	10≡	21	3	S ₆	3	.	ENE ₈

N = Bewölkung
 DD = Windrichtung und Stärke (Bft)
 NH = Niederschlagsmesser mit Nebelfänger
 H = Niederschlagsmesser Hellmann

Das auf der Tabelle 10 angeführte Beispiel soll als typisches Exempel eines Falles von orographischem Nebel bei E_G-Strömung für die Großwetterlage vom 18. November (HM) und vom 19. bis 20. November (HB) während einer Bora von 6 — 8 Bft dienen.

c) Als letzter Fall von Nebelzuslag auf der Höhenstation Zavižan ist die Ablagerung zur Zeit östlicher Strömung bei bedeutend geringerem Nebelzuslag — was unter b) nicht der Fall ist — zu berücksichtigen.

Tab. 11

Ergiebigkeit der Nebelablagerung in Abhängigkeit von Großwettertyp und Großwetterlage bei E_K-Strömung. Zavižan 1955 — 1957.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Nordlage HN _a HB	15/10	4/2	3/2	.
Nordwestlage NW _z	1/1	7/6
Ostlage HF _a HF	.	.	39/32	11/10	30/10
Hochdruck Mittel- europa HM BM	133/59	51/28	5/4	1/7	.	17/3	.	.	.	6/3	7/4	26/21
Insgesamt	149/10	55/30	44/36	1/7	.	17/3	.	.	.	6/3	21/16	63/37

Aus den in der Tabelle 11 durchgearbeiteten Angaben ist zu ersehen, daß die geringere Ergiebigkeit am häufigsten nur in den Wintermonaten auftritt, und zwar während der Erzeugung einer deutlichen Hochdruckbrücke über Mitteleuropa (BM), eines abgeschlossenen Hochs über Fennoskandinavien und manchmal auch über dem Ostseeraum (HF_a und HF_e). Über die Nordhänge des Velebit-Gebirges strömt dann am häufigsten in den besprochenen Großwetterlagen cP- und cPa-Luft von N-, NE-, E-Richtung, und in diesen Fällen kommt eine bedeutend geringere Niederschlags-

zulage zustande. Dies konnte eine Folge der besonders starken Windströmung 6 — 9 Bft sein, wodurch die Tröpfchen abgeweht werden, oder es wird durch verschiedenartige Wirkung unterschiedlicher Luftmassen verursacht.

Zum Schluß sei noch betont, daß die Wertung einzelner Großwetterlagen auf der Station Zavižan nicht ohne gewisse Schwierigkeiten beim Bestimmen der Übergangstypen während des Nebels ohne Niederschlag durchgeführt werden konnte.

Die festgestellten Fälle von Nebelablagerung bei E_G - und E_K -Strömung geschehen unter Umständen, die in Zukunft erforscht werden müssen, da die bisherigen Meßresultate nur als Wegweiser für weitere Untersuchungen zu werten sind.

Zu danken habe ich Herrn Dr. Grunow, Leiter des Meteorologischen Observatoriums Hohenpeißenberg, für seine fachmännischen Ratschläge und wertvolle Mitarbeit, sowie Frau Jurčec und Herrn Poje, beide Meteorologen des Hydrometeorologischen Instituts Zagreb, für ihre Hilfe bei der Bestimmung von Wetterlagen und Luftmassen.

Literatur

- (1) Grunow, J.: Bedeutung und Erfassung des Nebelniederschlags. UGGI. Ass. Internat. Hydrol. Sci. Ass. Roma 1954, T. I, 402—415 (1956)
- (2) Kirigin, B.: Vesnik hidrometeorološke službe Nr. 1—2 (1956)
- (3) Grunow, J.: Probleme der Niederschlagsforschung und ihre Bedeutung für die Wirtschaft. Meteor. Rdsch. 9, 62—68 (1956)
- (4) Grunow, J.: Vergleichende Messungen des Nebelniederschlags. UGGI. Ass. Internat. Hydrol. Sci. Ass. Toronto 1957, T. II, 485—501 (1958)
- (5) Hauer, H.: Klima und Wetter der Zugspitze. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 16 (1950)
- (6) Grunow, J.: Kritik des Nebelfängers. Zur Methode der Messung des Nebelniederschlags. Techn. Mitt. Instrumentenwesen Dt. Wetterd. N. F. Nr. 4 (1958)
- (7) Hess, P. u. Brezowsky, H.: Katalog der Großwetterlagen Europas. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 33 (1952)
- (8) Täglicher Wetterbericht mit Wetterkarten, 1955—1957
- (9) Baur, F.: Einführung in die Großwetterkunde. Wiesbaden 1947

5.2. Über Niederschlagsstruktur in den Alpen bei positiven und negativen Temperaturanomalien

von

Andreas Kaestner

(mit 8 Abbildungen und 1 Tabelle im Text)

Zusammenfassung

An acht Stationen aus dem Alpenraum zwischen 700 und 3100 m wird untersucht, wie sich die Monatssummen des Niederschlages und die Zahl der Niederschlagstage bei verschiedenen Monatstemperaturen verhalten. Dabei ergibt sich im Januar keine Korrelation, im Juli dagegen eine schwache, aber an allen Stationen gleichermaßen auftretende negative Korrelation zwischen Niederschlag und Temperaturanomalie des betreffenden Monats.

Abstract

For 8 alpine stations between 700 and 3100 m is discussed, how the monthly sum of precipitation and the number of days with rain or snow depends on the mean monthly temperatures (i. e. the departure of the month in question from the mean of many years). In January there is no correlation, but in July there is at all stations a small negative correlation between the anomalies of temperature and precipitation.

Résumé

Pour 8 stations de la région alpine entre 700 et 3100 m les précipitations mensuelles (représentées par la somme mensuelle ou par le nombre des jours avec pluie ou neige) étaient discutées en fonction de la température moyenne du mois en question. En janvier nulle corrélation existe. Mais en juillet on peut constater une faible corrélation négative pour toutes les stations entre précipitation et anormale de la température du mois en question.

Es gibt drei Fragen, deren Beantwortung unter das obige Thema fällt: 1. Welcher Art ist ein eventueller Zusammenhang zwischen Temperatur und Niederschlag? Dabei soll das meteorologische Element Temperatur hier durch Monatsmittel charakterisiert werden, das Element Niederschlag durch Monatssummen bzw. Zahl der Tage mit Niederschlag über einem bestimmten Schwellenwert pro Monat. 2. Wie eng ist der gefundene Zusammenhang? 3. Lassen sich irgendwelche Ursachen finden für die gefundenen Ergebnisse?

Die Untersuchung wurde angestellt für acht Stationen, die geographisch möglichst nahe beieinander, aber in verschiedener Höhe liegen sollten. Auf Grund des vorhandenen Materials wurden folgende Stationen aus-

gewählt: Partenkirchen 704 m, Oberstdorf 811 m, Mittenwald 915 m, Hohenpeißenberg 994 m, Arosa 1850 m, Obir 2044 m, Zugspitze 2966 m, Sonnblick 3106 m.

Zweifellos ein wesentlicher Einwand gegen die ganze Betrachtungsweise wird sich gegen die Verwendung von Niederschlagsmessungen von Hochgebirgsstationen richten, deren Wahrheitsgehalt schon von den verschiedensten Seiten bezweifelt worden ist. Allerdings mag der einzelne Tageswert keine allzu große Realität besitzen, in den Monatsmitteln werden sich zufällige Fehler aber eher ausgleichen. Systematische Fehler etwa derart, daß alle Werte 10% zu niedrig sind, spielen bei den folgenden Untersuchungen dagegen keine Rolle. Schließlich dürfte die Zahl der Niederschlagstage reell sein.

Die Untersuchung wurde angestellt für den Januar als Repräsentanten für den Winter und für den Juli als Repräsentanten für den Sommer. Zu Frage 1 wurde in einem Koordinatensystem als Ordinate das Monatsmittel der Temperatur und als Abszisse die Niederschlagssumme (als Beispiel Abb. 1—4) bzw. die Zahl der Tage

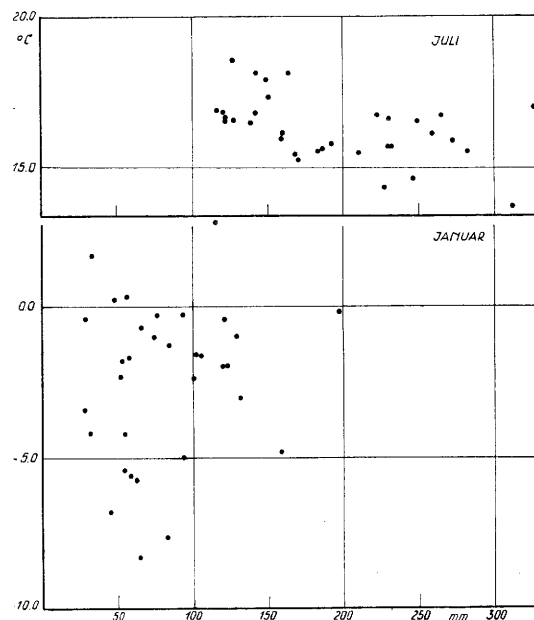


Abb. 1
Partenkirchen.
Abszisse: Monatliche Niederschlagssumme.
Ordinate: Monatsmittel der Temperatur.

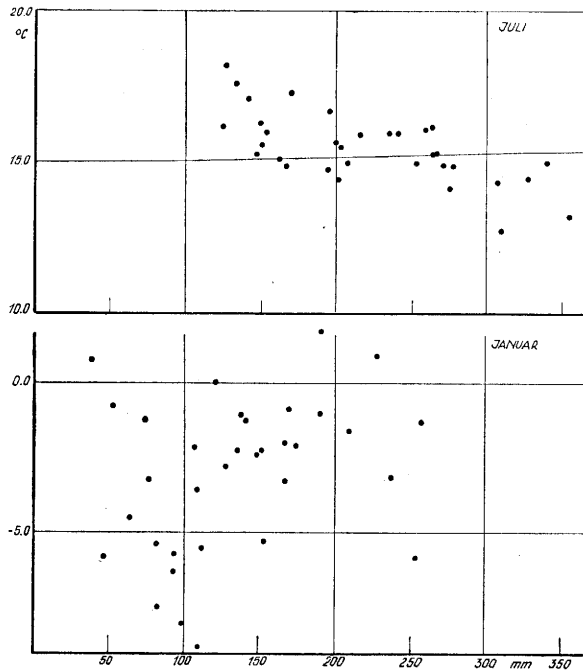


Abb. 2
Oberstdorf.
Abszisse: Monatliche Niederschlagssumme.
Ordinate: Monatsmittel der Temperatur.

mit Niederschlag (als Beispiel Abb. 5—8) pro Monat aufgetragen. Alle Darstellungen wurden, um bessere Vergleichsmöglichkeiten zu haben, im selben Maßstab gezeichnet.

Im Januar zeigt sich, zumindest auf den ersten Blick, bei allen Stationen kein Zusammenhang. Es ergibt sich eine Punktwolke, die im einzelnen Fall zwar etwas orientiert sein mag, die Streuung ist jedoch dann immer noch so groß, daß praktisch keine Beziehung besteht.

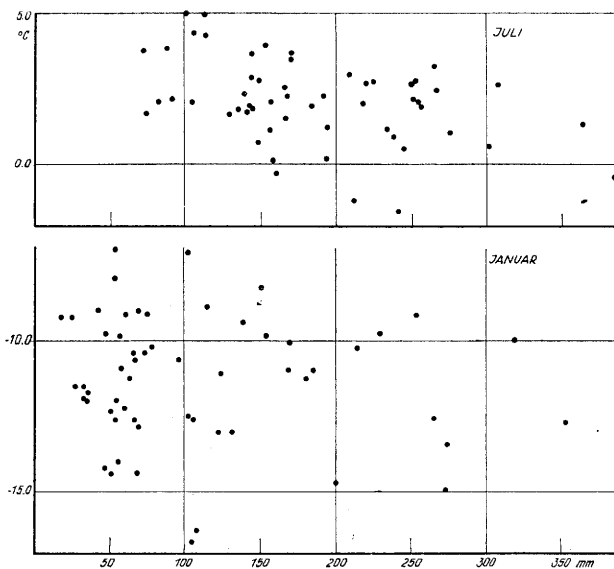


Abb. 3
Zugspitze.
Abszisse: Monatliche Niederschlagssumme.
Ordinate: Monatsmittel der Temperatur.

Anders sieht die Lage im Juli aus. Schon bei oberflächlicher Betrachtung zeigt sich eine Orientierung der Punktwolken derart, daß die Niederschlagsmenge bei abnehmender Temperatur zunimmt. Das ist durchaus

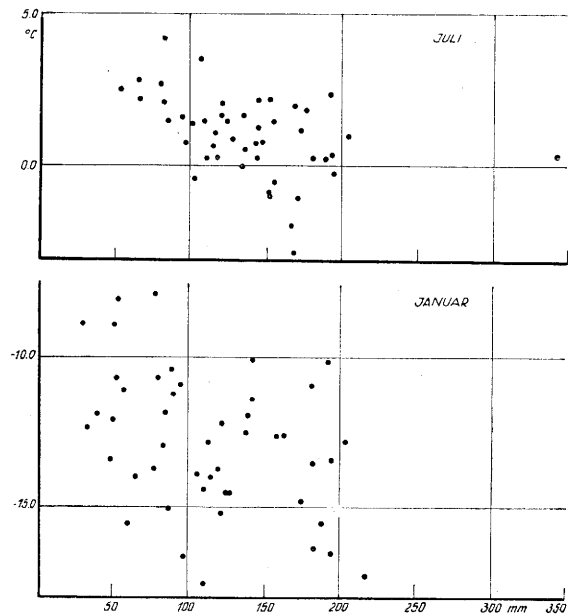


Abb. 4
Sonnblick.
Abszisse: Monatliche Niederschlagssumme.
Ordinate: Monatsmittel der Temperatur.

keine solche Trivialität, denn es gibt auf der Erde großräumige Gebiete, in denen der Zusammenhang entgegengesetzte Richtung hat. Wenn man die Punktwolke Temperatur—Niederschlagssumme durch eine Gerade annähert, so ergibt sich nach der Methode der Ausgleichsrechnung, daß die Geraden für alle Orte von Partenkirchen bis zum Sonnblick etwa die gleiche Steigung haben, nämlich rund 60 mm Niederschlagszunahme auf 1° C Temperaturabnahme.

Man kann nun Korrelationskoeffizienten berechnen. Ihr Vorzeichen entscheidet eindeutig über die Richtung des Zusammenhanges. Ihr Wert ist ein Maß für die Straffheit der Abhängigkeit. K r a m e s hat in einigen Arbeiten schon Korrelationskoeffizienten zwischen Temperatur und Niederschlagsmenge für ein weitmaschiges Netz auf der Nordhalbkugel berechnet und findet, daß es auf der Erde großräumige Gebiete mit positiver und ebensolche mit negativer Korrelation gibt. Die von mir erhaltenen Werte sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Im Januar ergeben sich in den Niederungen in diesem engmaschigen Netz positive Korrelationskoeffizienten, die so klein sind, daß sie vermutlich zufallsbedingt sind, wenn man wie üblich eine Überschreitungswahrscheinlichkeit von 0,27% annimmt. Auch bei einer Grenze von 1% ist der Zusammenhang an den Talstationen nicht gesichert. Die Bergstationen Obir und Sonnblick haben im Januar negative Korrelationskoeffizienten zwischen Niederschlagsmenge und Temperatur, die bei 0,27% Restwahrscheinlichkeit nahe unter der Zufallsgrenze liegen, mit 1% Restwahrscheinlichkeit ist der Zusammenhang statistisch gesichert. Man kann zumindest bei dem hier verwendeten kleinräumigen Stationsnetz nicht sagen, daß sich die Korrelationskoeffizienten gegenseitig stützen, so daß man von einem gesicherten Zusammenhang sprechen könnte, denn die einzelnen Monatswerte von nahe benachbarten Stationen sind nicht voneinander unabhängig. Ein warmer Monat in Partenkirchen ist im allgemeinen auch ein warmer Monat in Oberstdorf, darauf beruht die Reduktion von Stationsreihen. Etwas anders liegen die Verhältnisse bei den Betrachtungen von K r a m e s. Er verwendet ein Stationsnetz, das sich über die ganze Nordhalbkugel erstreckt, so daß man von unabhängigen Ausgangswerten sprechen kann. Er kann also auch das Argument benutzen, daß sich die einzelnen Korrelationskoeffizienten gegenseitig stützen.

Tab. 1
Korrelationskoeffizienten
Monatstemperatur / Niederschlagssumme

		Januar	Juli	Zufalls- höchst- grenze
Partenkirchen	704 m	+0,20	-0,48	0,50
Oberstdorf	811 m	+0,26	-0,68	0,50
Mittenwald	915 m	+0,15	-0,14	0,55
Hohenpeißenberg	994 m	+0,02	-0,55	0,50
Arosa	1850 m	-0,11	-0,51	0,39
Obir	2044 m	-0,36	-0,51	0,39
Zugspitze	2966 m	-0,09	-0,46	0,39
Sonnblick	3106 m	-0,39	-0,42	0,43

Monatstemperatur / Zahl der Tage mit Niederschlag $\geq 0,1$ mm		Januar	Juli	Zufalls- höchst- grenze
Partenkirchen	704 m	-0,06	-0,65	0,50
Oberstdorf	811 m	-0,05	-0,75	0,50
Hohenpeißenberg	994 m	-0,27	-0,85	0,50
Zugspitze	2966 m	-0,36	-0,59	0,39

Im Juli haben die Korrelationskoeffizienten in allen Höhen negatives Vorzeichen. Die Beträge sind ferner so groß, daß die Beziehung bei 0,27% Restwahrscheinlichkeit an einigen Stationen ganz, an anderen fast, bei 1% Grenze mit Ausnahme von Mittenwald überall statistisch gesichert ist.

Eindeutiger liegen die Verhältnisse, wenn man Korrelationskoeffizienten zwischen Temperatur und Zahl

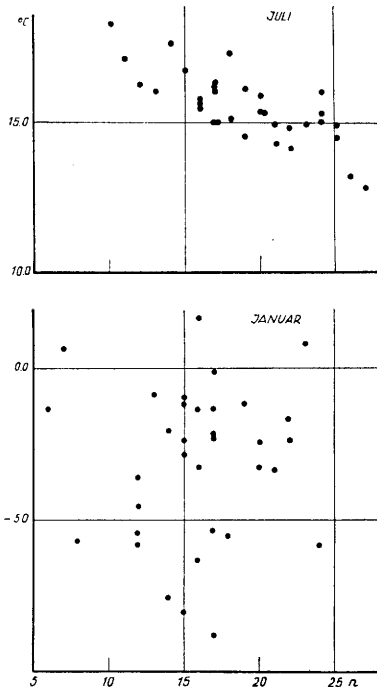


Abb. 5
Oberstdorf.
Abszisse: Zahl der Tage mit Niederschlag $\geq 0,1$ mm.
Ordinate: Monatsmittel der Temperatur.

der Niederschlagstage berechnet. An den Talstationen ergibt sich im Januar Unabhängigkeit, für die Zugspitze ist der Zusammenhang gesichert. Im Juli liegen die erhaltenen Korrelationskoeffizienten über der Zufallsgrenze (bei 0,27% Restwahrscheinlichkeit).

Das für den Juli erhaltene Ergebnis läßt sich folgendermaßen erklären: Niedrige Monatstemperatur bedeu-

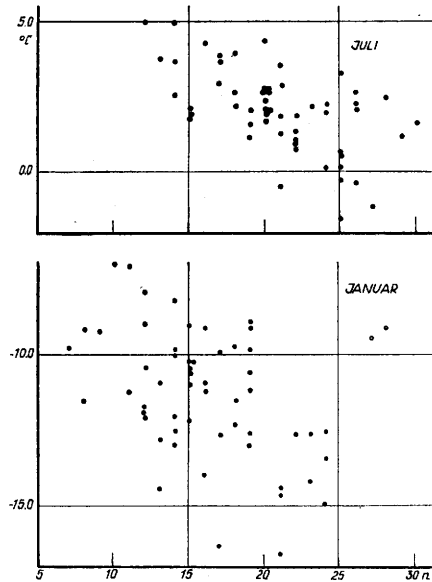


Abb. 6
Zugspitze.
Abszisse: Zahl der Tage mit Niederschlag $\geq 0,1$ mm.
Ordinate: Monatsmittel der Temperatur.

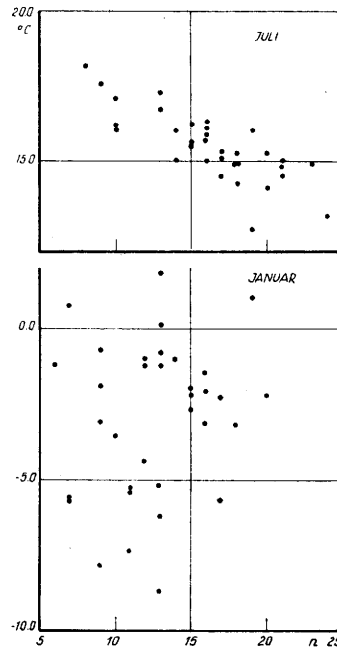


Abb. 7
Mittenwald.
Abszisse: Zahl der Tage mit Niederschlag $\geq 0,1$ mm.
Ordinate: Monatsmittel der Temperatur.

tet vorwiegende Advektion von Luftmassen aus höheren Breiten. Diese werden beim Übertritt auf den Kontinent labilisiert und verursachen damit größere Niederschlagsmenge und -häufigkeit. Zufuhr von warmen Luftmassen aus Süden, die ursprünglich schon stabil geschichtet sind, bringt im Alpenraum zusätzlich föhnige Aufheiterung und damit trockenes Wetter. Im Januar ergaben sich an den Talstationen positive Korrelationskoeffizienten unterhalb der Zufallsgrenze. In dieser Zeit werden nördliche Luftmassen beim Übertritt auf den dann im Mittel kalten Kontinent nicht wie im Juli labilisiert, so daß Kaltluft nicht eng mit Niederschlag gekoppelt ist, womit die geringe Straffheit der Beziehung verständlich wird. Die an den Bergstationen auftretenden negativen Korrelationskoeffizienten kann

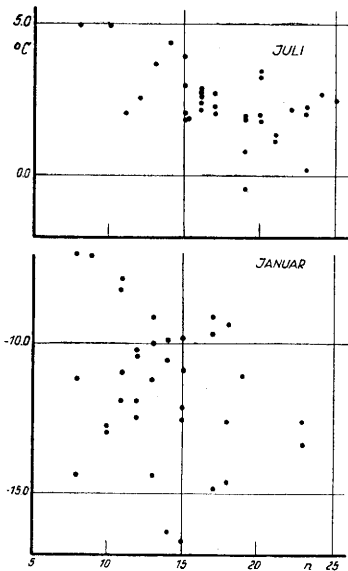


Abb. 8
Zugspitze.
Abszisse: Zahl der Tage mit Niederschlag $\geq 0,1$ mm.
Ordinate: Monatsmittel der Temperatur.

man noch als Zufallsergebnis deuten. Dafür spricht der sehr geringe Wert für die Zugspitze. Man könnte aber negative Korrelationskoeffizienten an Bergstationen auch so verstehen: Die trockenen, am Boden kalten Luftmassen haben stets nur eine geringe vertikale Ausdehnung. Bergstationen wie der Sonnblick befinden sich bei diesen Lagen schon oberhalb der Inversion in wärmerer Luft. Bei lebhafter Zyklontätigkeit werden diese Inversionen zerstört. Niederschlag ginge dann an den Bergstationen mit Abkühlung parallel. An den Tal-

stationen bedeutet derselbe Vorgang dagegen Erwärmung, so daß hier ein positiver Korrelationskoeffizient erklärlich wäre.

Literatur

Krames, K.: Die Korrelation zwischen Temperatur- und Niederschlagsanomalien im Winter der Nordhemisphäre. Geogr. Ann. 33, 210-229 (1951) und

Die Korrelation zwischen Temperatur- und Niederschlagsanomalien im Sommer der Nordhemisphäre. Geogr. Ann. 34, 238-260 (1952)

Diskussionsbemerkungen

F. L a u s c h e r: Ich möchte die Punktwolken in den Temperatur-Niederschlags-Diagrammen nicht durch Gerade annähern, sondern im Sommer durch ein umrandetes Viereck, im Winter durch ein Dreieck (siehe Abb. 3 meines eigenen Referats). Die Korrelationsrechnung ist besonders im Winter nicht anwendbar: Niederschlagsarme Monate sind entweder advektiv sehr kalt oder (teils durch Inversionen) sehr warm.

H. B e r g: Die Bemerkungen von Herrn L a u s c h e r besagen, daß positive Temperaturanomalien am Beobachtungsort selbst zustande kommen (Strahlung und Bewölkung als Ursache). Das scheint nicht so zu sein (vgl. meine Bemerkungen zum Vortrag von Fräulein v. H a c k e w i t z). Dann ist die Korrelationsrechnung auch im Winter nicht als Methode abzulehnen. Der Einwand von Herrn L a u s c h e r würde übrigens besagen, daß in einem Temperatur-Niederschlags-Diagramm eine gekrümmte Linie sich ergeben müßte, da ja niederschlagsreiche Monate solche mit annähernd normalen Temperaturen wären. Das ist aber nicht der Fall.

5.3. Hagelabwehr in Österreich

von

Walther Friedrich

Zusammenfassung

Im Grazer Becken wird wegen der relativ großen Hagelhäufigkeit und der wertvollen Kulturen (Pfirsich- und Edelobstplantagen) seit drei Jahren Hagelabwehr mit Silberjodid-Raketen betrieben. Die Steighöhe der Raketen beträgt 1000 bzw. 1500 m. Der Sprengkopf enthält Silberjodid. Die Beurteilung der Ergebnisse kann frühestens nach fünfjähriger Versuchsdauer erfolgen, indem die Schäden während der Versuchsdauer mit jenen früherer Zeit verglichen werden.

Die Abschußbasen der wissenschaftlichen Versuchstation werden mit Kraftwagen möglichst in das Zentrum des Gewitters gebracht. Es wird auch schräg (gezielt) geschossen.

Bisher ergaben sich einige interessante Nebenerscheinungen:

a) Bei 15° Lufttemperatur wurde im Juli durch eine Silberjodid-Rakete Schneefall erzeugt. Die Schnee-

kristalle waren nach dem Auffall einzeln und eindeutig zu erkennen.

- b) In etwa 20% aller Hagelfälle fiel der Hagel weich: Durch Silberjodid hervorgerufene Neubildungen hatten sich an das fallende, unterkühlte Hagelkorn angelagert. Dieser weiche Hagel verursachte keine Schäden.
- c) Bei Beschießung kleinerer Wolken durch Raketen konnte einige Male eine rasche Auflösung der Wolke, mitunter bei Bildung und Ausdehnung von Löchern beobachtet und fotografiert werden.

Im Gebiet Feldkirchen in Kärnten wurden acht Bodengeneratoren in halbkreisförmigem Raum aufgestellt. Die Generatoren geben pro Stunde dreimal ein seeding von 5 Minuten Dauer und 15 Minuten Pause. Auch in diesem Fall kann eine positive oder negative Bewertung erst nach fünf Jahren erfolgen.

5.4. Straßenwetterdienst

von

Walther Friedrich

Zusammenfassung

Die durch den rasch zunehmenden Verkehr bedingte Häufigkeit der Verkehrsunfälle hat zahlreiche Anfragen nach den Witterungsverhältnissen und dem Straßenzustand zur Folge. Die Beantwortung nur mit Hilfe der meteorologischen Stationen ist nicht möglich, da diese nur die ungestörte Schneedecke und den Zustand des natürlichen Erdbodens berücksichtigen.

Es wurde deshalb in Österreich die Beurteilung der Verkehrsflächen eingeführt. Nachdem aber die meteorologischen Stationen zu weit auseinander und meist auch abseits der Hauptstraße liegen, wurden Tankstellen gebeten, den Zustand der Straße in ihrem Bereich zu notieren. Derzeit arbeiten nahezu 100 Tankstellen auf freiwilliger, unentgeltlicher Basis mit und notieren alle drei Stunden den Straßenzustand.

Verwendeter Schlüssel:

0 = trocken	
1 = feucht	
2 = naß (Pfützen)	
3 = nur stellenweise feucht	
4 = stellenweise	} Schnee- oder Eisglätte
5 = durchwegs	
6 = stellenweise	} Schneematch
7 = durchwegs	
8 = stellenweise	} Schnee ohne Match (trocken, locker)
9 = durchwegs	

Zur Bewertung des Zustandes können auch mehrere Ziffern verwendet werden (z. B.: 64). Außer dem Straßenzustand notieren die Tankstellen auch Niederschlagszeiten, Stürme, Schneepflüge, Sandstreuen, Unfälle usw.

5.5. Über ein Verfahren zur lochkartenmäßigen Festlegung der Schreibregeneraufzeichnungen für hydrometeorologische Zwecke

von

Christoffel Levert

Zusammenfassung

Viele Fragen nach Niederschlagszahlen, die heutzutage an die meteorologischen Dienste der Länder, mögen diese flach oder gebirgig sein, gestellt werden, können sicher nicht nur mit den Werten des täglich zu festen Stunden geleerten nichtschreibenden Regenmessers beantwortet werden.

Die Aufzeichnungen des Pluviografen werden immer mehr benötigt. Die erwünschten Einzelheiten (z. B. bezüglich Stärke pro 5 Tage, pro 5 Stunden oder pro 5 Minuten; bezüglich der Struktur oder der Morphologie der Niederschlagsvorgänge usw.) sind außerordentlich vielseitig. Selbstverständlich gibt es Regeln zur bisher üblichen Auswertung der Registrierungen. Leider ist von einer Einheitlichkeit dieser Vorschriften zwischen den Ländern und manchmal sogar in ein- und demselben Land kaum die Rede.

Der Vortrag beabsichtigt zu zeigen, wie man jede individuelle Regenkurve semi-automatisch pro 5 Minuten Zeitspanne in Lochkarten eintragen kann. Mittels dieser Lochkarten ist es dann weiter möglich, alle in dem betreffenden Land von dem meteorologischen Dienst für einen bestimmten Zweck gewünschten Bearbeitungen maschinenmäßig, schnell und fehlerlos durchzuführen.

Je größer die Anzahl der Pluviogramme (d. h. je länger die Grundperiode), um so notwendiger ist dieses maschinelle Verfahren, das außerdem die Anwendung von z. B. Zuverlässigkeitsprüfungen stark erleichtert.

Abstract

It turns out to be more and more difficult to answer to various questions on rainfall, only with the help of the data of the ordinary non recording rain gauge, both in flat and mountainous countries. For many purposes the registrations of the automatic recording gage are required. The desired details may relate to the total amounts of precipitation in 5 days, or in 5 hours, or even in 5 minutes, generally to the morphology of a rain, and to many other particulars. It is a pity that the way in which the pluviograms are analyzed varies from one country to another. Even in one and the same country this uniformity is often lacking.

The lecture is meant to show how it is possible to analyze each separate raincurve semi automatically per 5 minutes interval and to punch the data immediately in cards. These basic cards enable us to produce new cards with the help of which it is possible to answer all questions on rainfall wholly automatically, quickly and without errors. The larger the number of pluviograms

(the larger the basic period) the more desirable is such a mechanical procedure, which besides facilitates, for instance, the application of tests of reliability.

Résumé

Les nombreuses demandes aux dates de précipitation adressées aujourd'hui de plus en plus aux services météorologiques de tous les pays, plat ou montagneux, ne pourraient pas être satisfaites seulement avec les mesures quotidiennes faites à heures fixes au pluviomètre non-registrant. On a besoin des enregistrements continus de la pluie. Les détails désirés (par exemple: les quantités d'eau en 5 jours, en 5 heures ou en 5 minutes; la structure ou la morphologie des précipitations, etc.) sont très variés. Evidemment on a formulé des règles pour l'évaluation des enregistrements en usage jusque-là. Malheureusement l'uniformité internationale, et bien souvent même nationale, manque à ces règles.

L'auteur a l'intention de faire connaître une méthode pour dépouiller à façon semi-automatique chaque enregistrement pluviométrique par tranches de 5 minutes en cartes perforées. Au moyen de ces cartes, le service national du pays en question est à même de donner toutes les informations désirées, quel que soit le but spécial, tout à fait mécaniquement, objectivement, rapidement et aussi exactement que possible. En même temps l'application des méthodes statistiques, p. ex. concernant les questions de confiance (anglais: reliability), est facilitée, tout particulièrement si le nombre des pluviogrammes est très grand, c'est-à-dire si la période de base est très longue.

Der Schreibregenermesser

Die Zeit, da es genügte, den einfachen Regenmesser ein- oder zwei-, drei-, höchstens viermal täglich zu leeren, um dann die Niederschlagssummen pro Tag, pro Woche, pro Monat, pro Jahreszeit und pro Jahr und sogar Häufigkeitsverteilungen (mit Mittelwerten, Standardabweichungen, Schiefegrößen usw.) zu bilden, ist längst vorüber. Eine immer wachsende Anzahl Fragen z. B. hydrometeorologischer Art fordert eine eingehende Kenntnis der Niederschlagsverhältnisse, die nur durch die Registrierstreifen (die Regenhöhenganglinien) des Regenschreibers gegeben werden. Dies ist der Fall sowohl in einem flachen Lande (in den Niederlanden z. B.) wie auch in den gebirgigen Ländern, besonders in den Alpenländern.

Eine handmäßige Auswertung vieler Pluviogramme ist selbstverständlich eine mühsame und zeitraubende

Arbeit. Je größer die Anzahl der Streifen (d. h. je länger die Grundperiode) desto erwünschter wird ein Verfahren, die Registrierstreifen semi-maschinenmäßig in Lochkarten einzutragen, und zwar derart, daß man mit diesen Grundkarten alle Fragen maschinell, schnell und fehlerlos beantworten kann. In den Niederlanden haben wir ein solches Verfahren entwickelt. Ich möchte Ihnen darüber einige Mitteilungen machen.

Die Auswertungsmethoden

Wie außerordentlich verschieden die Niederschlagsfragen sind, wissen wir alle. Nicht weniger verschieden sind leider auch die Auswertungsmethoden. Natürlich hat man sich überall Richtlinien festgelegt. Von einer Einheitlichkeit ist jedoch kaum die Rede; sogar in einem und demselben Lande (z. B. in den Niederlanden und meiner Meinung nach auch in den Alpenländern) fehlt die Uniformität. Das Phänomen des Regens wird manchmal verschieden definiert. Auch die besonderen Namen repräsentieren nicht immer genau dasselbe Ereignis. Denken wir an, in willkürlicher Folge: Platzregen, Regenguß, beachtlicher Regen, Nieselniederschlag, Sprühregen, Kurzregen, Dauerregen, Schwachregen, Starkregen, Wolkenbruch, dichter Regen, Regen höherer Gewalt usw.

Da große Unterschiede in der Auswertung der Regenschreiberaufzeichnungen zu wenig vergleichbaren und kaum zusammenfassungsfähigen Ergebnissen führen können, soll der erste Zweck jedes vergleichenden Studiums sein, die Besonderheiten und Eigentümlichkeiten jeder speziellen Methode kennen zu lernen. Ein solches Studium wird gerade erleichtert, wenn die Streifen vollständig, d. h. mit allen Einzelheiten, in Lochkarten gebracht werden.

Typen von Niederschlagsfragen bezüglich den Aufzeichnungen des Schreibregennessers

Bevor ich weiter angebe, was in Lochkarten aufgenommen wurde, möchte ich zunächst 8 Typen von Praxis-Niederschlagsfragen berühren:

1. Wie groß sind die größten Niederschlagsmengen in Zeitspannen von 1, 30, 60... Minuten?
2. Wie klein sind die kleinsten Zeitspannen mit Niederschlagsmengen von 1, 30, 60... Millimeter?
3. Wie lange kann es im Monat September ununterbrochen regnen mit einer momentanen Intensität von 0,02 mm/Min.?
4. Gibt es eine häufigste Zeitfunktion, nach welcher das Wasser in einem geschlossenen Regenfall von gegebener Menge und von gegebener Dauer herbeigeführt wird?
5. Wie oft wird ein Starkregen innerhalb einer halben Stunde von einem zweiten gefolgt?
6. Wie häufig ist ein Regen, länger als 30 Minuten, ergiebiger als 3 Millimeter, in dem innerhalb der ersten 10 Minuten schon $\frac{3}{4}$ der ganzen Menge fällt?
7. Fällt der Augenblick der größten Intensität in einem Platzregen vollkommen zufällig im Regen und falls nicht, wie denn?
8. Wie groß ist die räumliche Ausdehnung eines Wolkenbruchs?

Sie können leicht viele Fragen meteorologischer, klimatologischer, gewässerkundlicher und besonders wasserwirtschaftlicher Art, zum Beispiel bezüglich Stadtentwässerung, hinzufügen.

Was wurde in die Lochkarten eingetragen?

Der Grundgedanke war, jede von allen 5 Minuten-Zeitspannen, die in einem Tage enthalten sind, in eine

Lochkarte zu bringen. Es war oft nicht möglich, die Kurven genauer als bis auf ungefähr 5 Minuten und die Mengen bis auf 0,1 Millimeter vom Papier abzulesen (75 mm Papier = 10 mm Wasser und $11\frac{1}{2}$ mm Papier = 60 Minuten).

In dieser Weise wären wir auf eine Million Karten pro 10 Jahre gekommen; schrecklich viel und unnötig viele, denn 95% aller Karten sind trocken. Also wurden alle nassen 5-Minuten-Zeitspannen in Lochkarten gebracht (ohne Ausnahmen) und von den trockenen unter anderen alle die, welche situiert sind innerhalb Regenspauzen kürzer als eine Stunde. Wir haben in dieser Weise bis jetzt schon zwei Jahre vollständig in Lochkarten gestanzt, und wollen vielleicht 10 Jahre (4000 Regenfälle) in Lochkarten eintragen.

Selbstverständlich wurden Karten gemacht nur mit den Hauptdaten der einzelnen Regen und Regenspauzen. Diese Hauptdaten sind: das Jahr; der Monat; der Tag; die Nummern der 5-Minuten-Zeitspannen, in denen der Anfang oder das Ende des Regens oder der Pause liegt; die Nummer des Regens oder der Pause selbst; die Menge; die Dauer; die Intensität. Solche Daten umfassen noch keine Einzelheiten. Betrachten wir jetzt z. B. einen Regen von 30 Minuten. Dieser besteht aus sechs 5-Minuten-Zeitspannen, numeriert 1, 2, 3, 4, 5, 6. Das ergibt 6 Lochkarten. In der ersten steht der Tag; die Nummer eins; die Nummer dieser Zeitspanne im Tage; die Nummer des Regens; die Menge in dieser Spanne und die ganze Menge im Tage bis und einschließlich dieser Spanne. In der zweiten Karte stehen analoge Daten usw. In dieser Weise ist also die Registrierkurve ersetzt durch eine Reihe von 6 Lochkarten, die zusammen alle Detaildaten erhalten.

Maschinenmäßige Berechnungen mittels der Lochkarten

Jetzt kann man mit diesen Detailkarten alle Weiterbearbeitungen vollständig maschinenmäßig machen. Man kann z. B. die Mengen bestimmen in den laufenden, übergreifenden, geschlossenen Zeitspannen von $T = 10$ Minuten, die gänzlich im Regen liegen. Also gibt es 2 solche Perioden in einem Regen von 15 Minuten, und 3 in einem Regen von 20 Minuten usw. Wir wählten 18 verschiedene Zahlen für T ; die kürzeste Teil-Periode 5 Minuten, die längste 6 Stunden. Man kann auch und wieder rein maschinenmäßig pro Regen die größte Menge in einer geschlossenen Teilperiode von z. B. einer Stunde aufsuchen; man kann weiter in jedem Regen die Länge der kleinsten geschlossenen Teilperiode bestimmen, worin z. B. 2 mm Wasser fiel. Im allgemeinen kann man die vollständige Morphologie der Regenfälle untersuchen usw., und zwar immer maschinenmäßig.

Es gibt eine Größe, R_{15} , die in dem sogenannten Verfahren nach Reinhold oder nach Häuser der „Landschaftsmittelwert“ heißt. Sie ist definiert wie folgt: die Schwelle, die im Mittel einmal pro Jahr durch die Menge in der ergiebigsten geschlossenen 15-Minuten-Teilperiode, die vollständig in einem geschlossenen Regenfall liegt, überschritten wird, heißt der R_{15} -Wert. Diese Schwelle, die nach meiner Erfahrung eine Grundzahl zu weiteren analytischen Berechnungen bildet, kann auch maschinell berechnet werden.

Schluß

Es war selbstverständlich innerhalb von nur zwei 5-Minuten-Zeitspannen vollkommen unmöglich, alle Aspekte dieser besonderen lochkartenmäßigen Festlegung der Regenschreiberaufzeichnungen zu besprechen. Meiner Meinung nach ermöglicht das genannte Verfahren, so gut wie alle Niederschlagsfragen, zwar in Bezug zu niederländischen Verhältnissen, maschinell zu beantworten; es könnte jedoch auch im Rahmen z. B. alpiner Zusammenarbeit bedeutsam sein. Darum wählte ich gerade dieses Thema für meine Mitteilung.

5.6. Eine einfache Darstellung der Ergebnisse von Schreibregenschreiber-Aufzeichnungen

von

Hans Hinnerk Johannsen

(mit 4 Abbildungen und 2 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Die allgemeinen Methoden der mathematischen Statistik lassen sich bei der Bearbeitung von Regenschreiber-Aufzeichnungen nur dann verwenden, wenn man der Auswertung entweder äquidistante Zeitintervalle oder äquidistante Regenhöhenintervalle zugrunde legt. Gleichzeitige Werte an verschiedenen Meßstellen lassen sich nur an Hand von äquidistanten Zeitintervallen ermitteln, denen deshalb der Vorzug zu geben ist. Ein Zeitabschnitt von 5 Minuten kann als kleinste Zeiteinheit angesehen werden, die aus den Registrierungen des Hellmannschen Regenschreibers noch ohne besondere Schwierigkeiten auszuwerten ist.

Als ein Beispiel für einfachste Ergebnisse aus solchen Auswertungen wird die Konstruktion der Dauerlinie und der Höhenlinie der Regenintensität gezeigt. Dabei wird die Tatsache benutzt, daß die Regenintensitätsverteilung mit einer für praktische Zwecke ausreichenden Genauigkeit durch eine Gauß'sche Normalverteilung angenähert werden kann, wenn man eine logarithmische Intensitäts-Skala verwendet.

Abstract

In preparing rain-records, general principles of mathematical statistics are only used when the records are evaluated in equidistant intervals of time or amount respectively intensity of precipitation. Simultaneous values from different stations of observation can only be obtained by means of equidistant intervals of time which are, therefore, to be preferred. An interval of 5 minutes may be considered the smallest interval which can be evaluated from records of the selfrecording rain-gauge of Hellmann without remarkable difficulties. It is shown how simple results can be obtained for routine work using the fact that the distribution of rain-intensities may be approximated by a normal distribution when the collective of values is divided into logarithmic classes of rain-intensity.

Bei der Auswertung von Regenschreibstreifen wurden bisher hauptsächlich 3 verschiedene Verfahren angewendet, die sich nach der jeweiligen Zweckbestimmung der Ergebnisse richten: Stundenwerte, Stark- und Dauerregen nach Wussow (1) (2) und Regenspenden nach Hauser/Reinhold (3) (4) (5). Für eine exakte meteorologische und klimatologische Grundlagenforschung sind alle 3 Auswerte-Ergebnisse nicht

ausreichend. Ebenso werden sie den Wünschen der Siedlungswasserwirtschaft nicht mehr voll gerecht. Neuerdings zeigt auch die Fernmeldetechnik Interesse an Werten der Regenintensität, die aus den bisher durchgeführten Auswertungen nicht zu erhalten sind. Es ist deshalb notwendig, die Regenschreiberauswertungen trotz aller, in der Klimatologie berechtigter Widerstände gegen Änderungen der Arbeitsweise weiterzuentwickeln. Ein neues Auswerteverfahren muß aber infolge neuer Fragestellungen mit Sicherheit schon nach wenigen Jahren wieder abgeändert werden, wenn nicht folgende Bedingungen erfüllt sind:

1. Die Auswerte-Ergebnisse sollen möglichst zur Bearbeitung aller denkbaren Fragestellungen brauchbar sein.
2. Die bei der Auswertung entstehenden Zahlenkollektive müssen den normalen Methoden der mathematischen Statistik zugänglich sein.
3. Die Einzelwerte müssen so in Lochkarten aufgenommen werden können, daß die bei der Bearbeitung spezieller Probleme notwendigen Rechnungen möglichst weitgehend mit programmgesteuerten Rechenmaschinen durchzuführen sind. Vor allem sollen auch die Ergebnisse der bisher angewandten Auswertemethoden auf maschinellm Wege zu ermitteln sein.
4. Gleichzeitige Regenintensitäten an verschiedenen Meßstellen sollen leicht einander zugeordnet werden können.

Während die ersten beiden Bedingungen die Auswertung nach äquidistanten Intervallen verlangen, wobei die Wahl zwischen gleichen Zeit- und gleichen Regenhöhenintervallen offen bleibt, erzwingen die beiden letzten die Auswertung nach gleichen Zeitintervallen. Für die Größe des Einheits-Intervalls sind die Genauigkeit der Registrierung und der Arbeitsaufwand bei Auswertung und weiterer Bearbeitung zu berücksichtigen. 5-Minuten-Abschnitte lassen sich aus den Registrierungen des Hellmannschen Regenschreibers — abgesehen von sehr großen und sehr kleinen Regenintensitäten — ohne besondere Schwierigkeiten ablesen. Der Arbeitsaufwand wächst etwa umgekehrt proportional der Größe des Auswerte-Intervalls. Trotzdem scheint die Wahl eines größeren Zeitintervalls als 5 Minuten nicht zweckmäßig, weil in vielen Fällen gerade die nur kurzdauernden Höchstwerte der Regenintensität möglichst genau berücksichtigt werden sollen.

Die Regenhöhe wird der Einfachheit halber entsprechend der Streifeneinteilung in Zehntelmillimeter angegeben. Dadurch verursachte Abrundungsfehler wer-

den beim folgenden Intervall durch einen Fehler mit umgekehrtem Vorzeichen weitgehend ausgeglichen. $\frac{1}{10}$ Millimeter geteilt durch 5 Minuten ergibt als Einheit der Regenintensität 0.02 mm/min. Zwischenwerte und Werte unter 0.02 mm/min ergeben sich jedoch, wenn man bei gleichbleibender Intensität mehrere 5-Minuten-Intervalle zusammenfaßt und die errechnete Intensität jedem einzelnen Intervall zuschreibt.

So gewonnene Kollektive von Regenintensitätswerten stellen ein Grundmaterial dar, mit dem sich praktisch alle Probleme bearbeiten lassen. Als besonders einfaches Beispiel soll hier die Ermittlung der Dauerlinie und der Höhenlinie der Regenintensität beschrieben werden. Diese beiden Summenkurven stellen allein schon eine sehr gute Beschreibung des Klimatelementes „Regenintensität“ dar, wenn sie aus einer ausreichend langen Registrierreihe gewonnen sind. Sie dienen darüber hinaus als nützliche Planungsunterlagen für wirtschaftliche Aufgaben (6) (7) (8).

Um die Arbeitsweise vorführen zu können, wurden die Regenregistrierungen von 7 Stationen in den Bayerischen Alpen und im Alpenvorland vom Juni 1955 ausgewertet. In diesem Monat wichen in diesem Gebiet die Monatssumme des Niederschlags und die mittlere Lufttemperatur verhältnismäßig wenig vom langjährigen Mittel ab. Tabelle 1 enthält die gewonnenen Grundwerte und zum Vergleich auch die Monatssumme des Niederschlags, die sich auf Grund der täglichen oder 3mal täglichen Messung mit dem Hellmannschen Regenschreiber ergab. Die Differenzen zwischen den Niederschlagssummen aus dem Regenschreiber und dem Regenschreiber halten sich im üblichen Rahmen (9) und sollen hier nicht besonders erörtert werden. Im folgenden wird als Gesamtregenhöhe und Gesamtregendauer jeweils die vom Regenschreiber registrierte bezeichnet.

Die Auswertung ergibt für jede Station je nach Regendauer 823 (Augsburg) bis 1979 (Oberstdorf) Einzelwerte. Beim Hohenpeißenberg, dessen Ergebnisse hier zur näheren Erläuterung der Arbeitsweise herangezogen

Tab. 1

Ergebnisse der Regenaufzeichnungen im Juni 1955

Station:	Seehöhe (m)	Regendauer (Std)	Regenhöhe (mm)	
			s*)	m*)
Rohrmoos	1070	161.5	244.8	261.6
Oberstdorf	810	164.9	198.8	207.6
Kempten	705	96.1	116.6	130.3
Augsburg	480	68.6	109.2	121.6
Hohenpeißenberg	977	98.8	127.3	135.6
Mühlldorf a. Inn	401	76.1	95.3	105.9
Berchtesgaden	542	115.5	153.5	162.8

*) s : nach Regenschreiber, m : nach Regenschreiber

gen werden, waren es 1186 Werte der Mittleren Regenintensität während jeweils 5 Minuten. Da das Element „Regenintensität“ beim Wert Null einseitig begrenzt ist (der obere, zweifellos vorhandene, Grenzwert wird praktisch nicht erreicht), wird die Klasseneinteilung nach einer logarithmischen Skala vorgenommen (10) (11) (12), bei der 5 Werte auf eine Zehnerpotenz entfallen. Mit Rücksicht auf die Hollerithlochung werden alle Werte auf 3 Dezimalstellen hinter dem Komma genau angegeben. Als Klassenuntergrenzen ergeben sich damit die Werte in Tabelle 2, Spalte 1. Die untersten Klassen weisen zwar Abrundungsfehler auf, diese fallen jedoch nicht stark ins Gewicht, weil die unterschiedliche Klassengröße beim grafischen Verfahren ohne besondere Schwierigkeiten berücksichtigt werden kann. Bei längeren Registrierreihen sind auch ohne die untersten 3 bis 4 eventuell unsicheren Klassen stets 12 Klassen mit ausreichenden Werten besetzt, da in Mitteleuropa eine Regenintensität von 1 mm/min fast überall jährlich mindestens einmal überschritten wird. Die Andauerzeiten für jede Klasse werden nun fortlaufend so addiert, daß sich jeweils die Zeit errechnet, während der die Regenintensität über der betreffenden Klassenuntergrenze gelegen hat. (Tab. 2, Spalte 2). Diese Werte, in ein In-

Tab. 2

Hohenpeißenberg, Juni 1955

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Regen- Intens. ¹⁾ mm/min	Regendauer Summe min	%	Regen- Intensität ¹⁾ mm/min	Regendauer Summe %	min	p. I. ²⁾ min	Mittlere Intensität ³⁾ mm/min	p. I. ²⁾ mm	Regenhöhen Summe mm	%
			0.000 063 1	100.000	5930	2	0.000 079 43	0		
			0.000 100 0	99.970	5928	4	0.000 125 9	0.001	0.001	0.001
			0.000 158 5	99.900	5924	12	0.000 199 5	0.002	0.003	0.002
			0.000 251 2	99.69	5912	30	0.000 316 2	0.009	0.012	0.009
			0.000 398 1	99.19	5882	69	0.000 501 2	0.035	0.047	0.037
			0.000 631 0	98.03	5813	138	0.000 794 3	0.110	0.157	0.123
0.001	5930	100.0	0.001 000	95.7	5675	267	0.001 259	0.336	0.493	0.386
0.002	5370	90.5	0.001 585	91.2	5408	409	0.001 995	0.816	1.309	1.02
0.003	4850	81.8	0.002 512	84.3	4999	599	0.003 162	1.894	3.203	2.5
0.004	4140	69.8	0.003 981	74.2	4400	759	0.005 012	3.804	7.007	5.5
0.006	3520	59.4	0.006 310	61.4	3641	823	0.007 943	10.247	13.544	10.6
0.010	3160	53.1	0.010 00	47.5	2818	814	0.012 59	10.247	23.791	18.6
0.016	2315	39.1	0.015 85	33.8	2004	699	0.019 95	13.947	37.738	29.0
0.025	1545	26.1	0.025 12	22.0	1305	534	0.031 62	16.887	54.625	42.7
0.040	1065	17.95	0.039 81	13.0	771	362	0.050 12	18.143	72.768	56.9
0.040	390	6.54	0.063 10	6.9	409	213	0.079 43	16.919	89.687	70.1
0.100	210	3.54	0.100 0	3.3	196	111	0.125 9	13.974	103.661	81.0
0.158	60	1.11	0.158 5	1.43	85	53	0.199 5	10.575	114.263	89.3
0.251	25	0.42	0.251 2	0.54	32	21.3	0.316 2	6.736	120.972	94.6
0.398	10	0.169	0.398 1	0.18	10.7	7.44	0.501 2	3.729	124.701	97.5
0.631			0.631 0	0.055	3.26	2.37	0.794 3	1.883	126.584	98.95
1.000			1.000	0.015	0.89	0.67	1.259	0.843	127.427	99.61
1.585			1.585	0.0037	0.22	0.173	1.995	0.345	127.772	99.87
2.512			2.512	0.0008	0.047	0.041	3.162	0.130	127.902	99.977
3.981			3.981	0.0001	0.006	0.006	5.012	0.030	127.932	100.000

¹⁾ Intervalluntergrenze ²⁾ pro Intervall ³⁾ Geometrisches Mittel

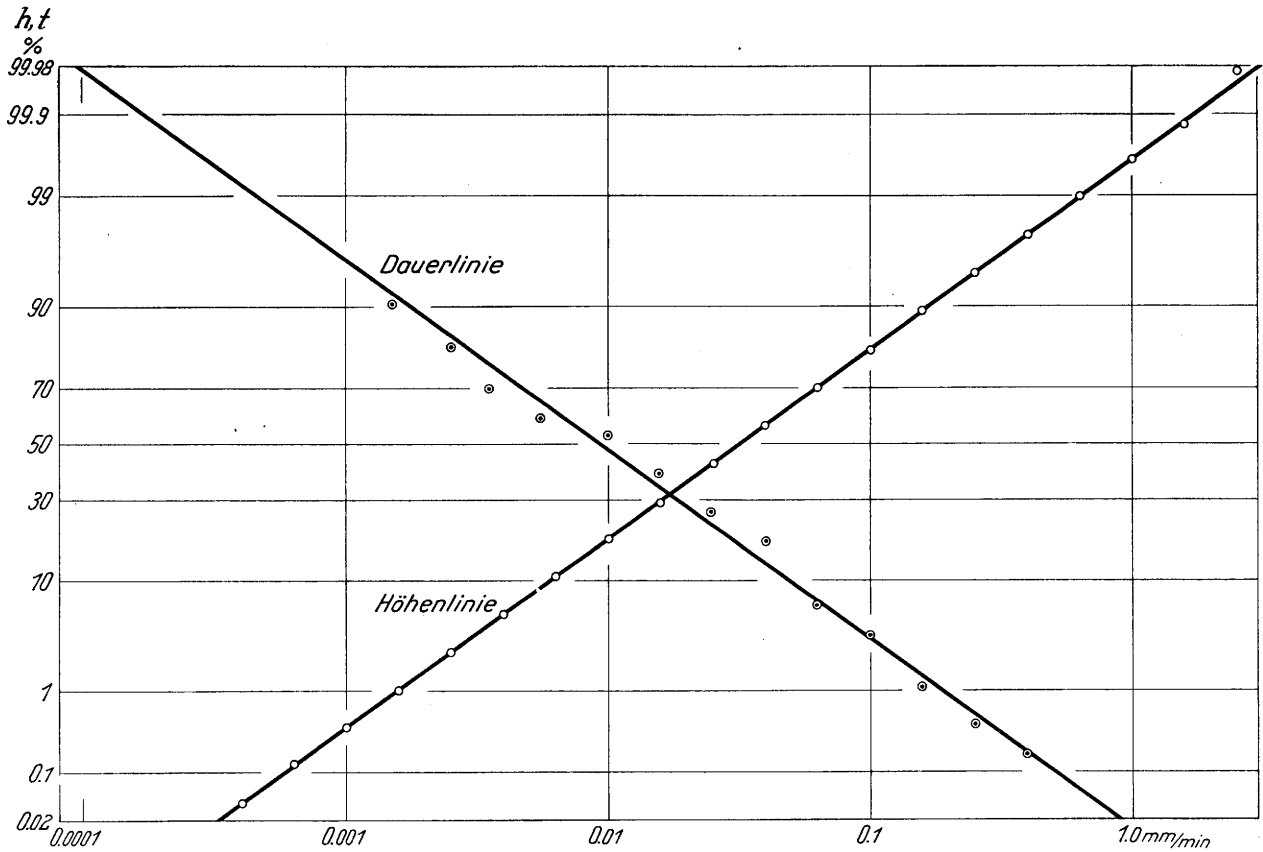


Abb. 1
Konstruktion der Dauerlinie und Höhenlinie der Regenintensität, Hohenpeißenberg, Juni 1955

tensitäts / Zeit-Diagramm eingetragen und durch einen Polygonzug verbunden, ergeben die unausgeglichene Dauerlinie der Regenintensität oder Regenspendendauerlinie (1 Millimeter pro Minute gleich 166,67 Liter pro Sekunde und Hektar). Der Ausgleich kann rechnerisch oder grafisch erfolgen. Rechnerisch kann das gleiche Verfahren angewandt werden, das Guß für die Sichtweite benutzt hat (13). Das grafische Verfahren hat neben der Möglichkeit der Berücksichtigung unterschiedlicher Klassengrößen noch den Vorteil der größeren Anschaulichkeit. Man berechnet dazu die einzelnen Dauerwerte (Tab. 2, Spalte 2) in % der Gesamtdauer (Tab. 2, Spalte 3) und trägt sie in ein Wahrscheinlichkeitsdiagrammpapier ein, dessen Abszisse logarithmisch (Intensität in mm/min) geteilt ist (Abb. 1). Schon bei verhältnismäßig kleinen Kollektiven (weniger als 100 Regenstunden) reihen sich bei dieser Darstellung die Punkte so gut aneinander, daß sie fast zwanglos durch eine ausgleichende Gerade ersetzt werden können. Das ist bei einer Abszissentheilung in mm/min die ausgeglichene Dauerlinie der Regenintensität und bei einer Abszissentheilung in l/s.ha die ausgeglichene Regenspendendauerlinie. Mathematisch ist es die Summenfunktion einer Gauß'schen Normalverteilung.

Aus einem Registrierzeitraum von nur einem Monat können selbstverständlich noch keine praktisch anwendbaren Ergebnisse erzielt werden. Ebenso kann man nicht beurteilen, ob die Abweichungen der einzelnen Punkte von der Ausgleichsgeraden zufällig oder systematisch sind. Zum Teil sind sie sicherlich dadurch systematisch verursacht, daß sich die mit linearen Maßstäben ermittelten Werte nicht gleichmäßig auf logarithmische Klassen verteilen.

An der ausgeglichenen Dauerlinie werden nunmehr die Werte für eine exakte logarithmische Klasseneinteilung

(Tab. 2, Spalte 4) abgelesen (Spalte 5) und in absolute Werte, d. h. Minuten (Spalte 6) übertragen. Durch fortlaufende Subtraktion erhält man die ausgeglichene Regendauer für jede Intensitätsklasse (Spalte 7). Diese Zeiten multipliziert mit dem geometrischen Intensitätsmittelwert der jeweiligen Klasse (Spalte 8) ergeben die Regenhöhen, die mit einer dieser Klasse entsprechenden Intensität gefallen sind (Spalte 9). Durch fortlaufende Addition erhält man die Höhenlinie der Regenintensität (Tab. 2, Spalte 10 u. 11), die ebenfalls die Form der Summenfunktion einer Gauß'schen Normalverteilung hat.

Die aus der Höhenlinie errechnete Gesamtreghöhe ist ein notwendiges, theoretisch aber nicht hinreichendes Kriterium für die richtige Lage der Dauerlinie. Es ist deshalb nicht hinreichend, weil eine unendlich große Schar von Dauerlinien denkbar ist, die alle die gleiche Gesamtreghöhe ergeben. Der Bereich, innerhalb dessen die Ausgleichsgerade vernünftigerweise gezogen werden kann, ist jedoch so klein (Abb. 1), daß dieses Kriterium praktisch als hinreichend angesehen werden kann.

In der gleichen Weise sind die Auswertungen der übrigen 6 Stationen bearbeitet worden. Die ermittelten Dauerlinien und Höhenlinien der Regenintensität von den Stationen Augsburg, Hohenpeißenberg, Mühlendorf und Rohrmoos sind in Abb. 2 übereinander gezeichnet. Die Form dieser Darstellung unterscheidet sich gegenüber der Abb. 1 nur dadurch, daß hier in Anlehnung an frühere Veröffentlichungen (6) (7) (8) Ordinate und Abszisse vertauscht sind. Die verwendeten Maßstäbe sind die gleichen wie in Abb. 1: Intensität: logarithmisch, Regendauer und -höhe: Gauß'sches Fehlerintegral. Die Linien drängen sich hier so stark, daß die von 3 Stationen (Oberstdorf, Kempten und Berchtesgaden)

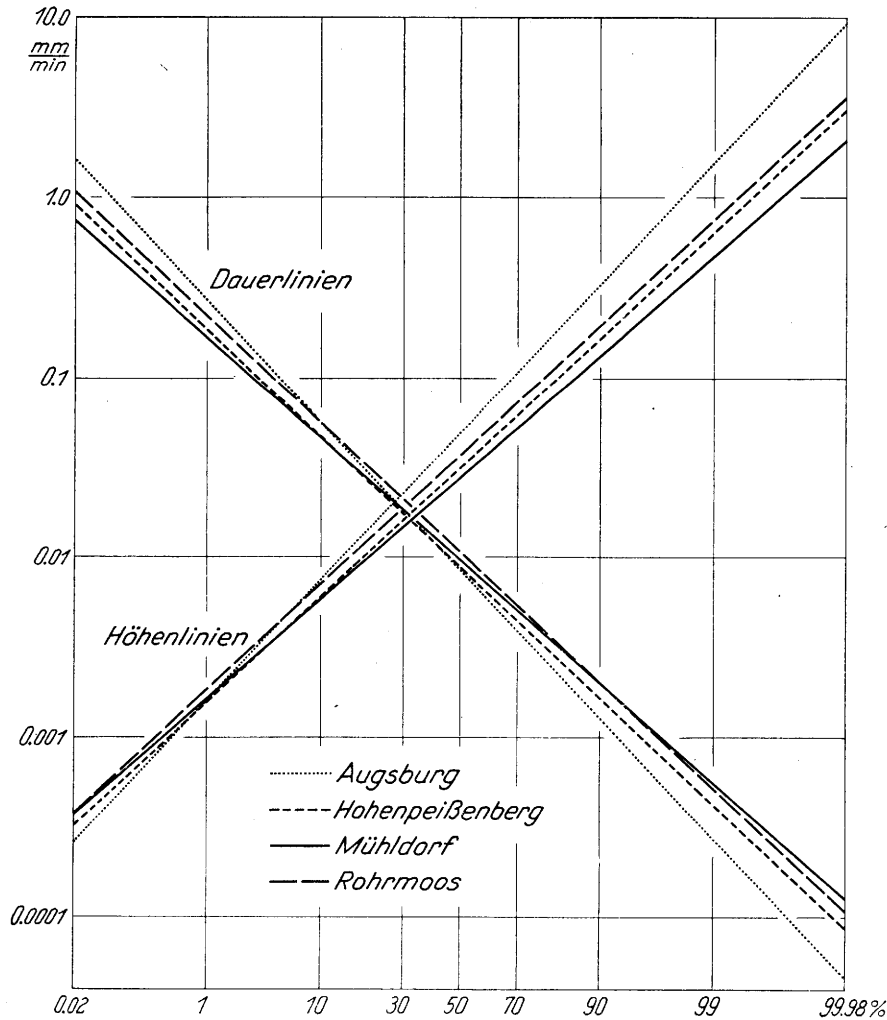


Abb. 2
Dauerlinien und Höhenlinien der Regenintensität, Juni 1955

fortgelassen werden mußten. Sie hätten noch innerhalb der eingezeichneten gelegen. Da den einzelnen Dauerlinien verschiedene Gesamtdauern ($68.6 \text{ Std.} \leq 100\% \leq 164.9 \text{ Std.}$) und den Höhenlinien verschiedene Gesamthöhen ($95.3 \text{ mm} \leq 100\% \leq 244.8 \text{ mm}$) zugrundeliegen, sind aus dieser Darstellung nur die geometrischen Intensitätsmittelwerte $i(50\%)$ und die Streuungsfaktoren,

$$\text{bei den Dauerlinien: } s = \frac{i(15.87\%)}{i(50\%)} = \frac{i(50\%)}{i(84.13\%)}$$

$$\text{bei den Höhenlinien: } s = \frac{i(84.13\%)}{i(50\%)} = \frac{i(50\%)}{i(15.87\%)}$$

näherungsweise zu entnehmen. Absolute Werte der Andauer oder der Regenhöhe müssen errechnet werden. Für praktische Zwecke stellt man deshalb diese Kurven besser in einem Diagramm dar, bei dem beide Ordinaten nach absoluten Maßeinheiten geteilt sind. In Abb. 3 sind für Regendauer und Regenhöhe lineare Maßstäbe und für die Regenintensität wieder ein logarithmischer Maßstab gewählt. Hier kommen die Unterschiede der Gesamtregendauer und der Gesamtregenhöhe an den verschiedenen Stationen deutlich zum Ausdruck. Aus diesen Kurven läßt sich ablesen, wie lange die Regenintensität während des Registrierzeitraumes über einem beliebigen Schwellenwert gelegen hat und wieviel Regen in Millimeter (gleich Liter pro Quadratmeter) während dieser Zeit gefallen ist. Beispiel: Auf dem Hohenpeißenberg hat die Intensität etwa 47 Stunden

über 0.01 mm/min und etwa 52 Stunden darunter gelegen. Bei Intensitäten über 0.01 mm/min sind etwa 104 mm und bei Intensitäten unter 0.01 rund 24 mm Regen gefallen. Nur wenn gerade die äußersten Extreme eine Rolle spielen, ist eine Darstellung in doppelt logarithmischen Maßstäben zweckmäßig (Abb. 4), wobei es allerdings nicht gleichgültig ist, von welcher Seite aus man fortlaufend summiert. Hier sind Höhenlinie und Dauerlinie in entgegengesetzter Richtung summiert, damit sie nicht ineinanderlaufen. Die Kurven von drei Stationen mußten wegen der großen Drängung ohnehin schon fortgelassen werden.

Wie eingangs bereits erwähnt, sind die Dauerlinie und Höhenlinie der Regenintensität verhältnismäßig einfache Ergebnisse der Regenschreiber-Auswertungen nach 5-Minuten-Intervallen. Aus den gleichen Wertekollektiven lassen sich auch wesentlich kompliziertere gewinnen. Da ist zunächst an mittlere Intensitäten auf bestimmten Flächen (Großstädte) oder Linien (Richtfunkstrecken) zu denken. Aber auch die Ermittlung der Regenspenden nach Jahreshäufigkeit und Regendauer wie bei Haeuser/Reinhold oder die Auswahl der Stark- und Dauerregen nach Wussow, wenn sie gebraucht werden, bereiten keine grundsätzlichen Schwierigkeiten. Bei zweckmäßiger Übertragung des Materials in Lochkarten können diese Arbeiten weitgehend maschinell bewältigt werden.

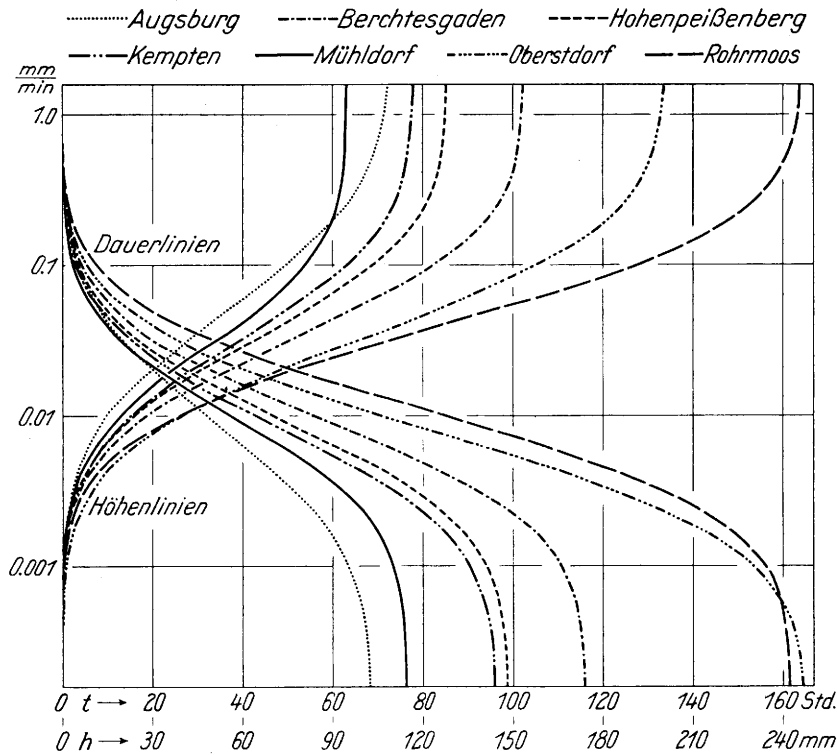


Abb. 3
Dauerlinien und Höhenlinien der Regenintensität, Juni 1955

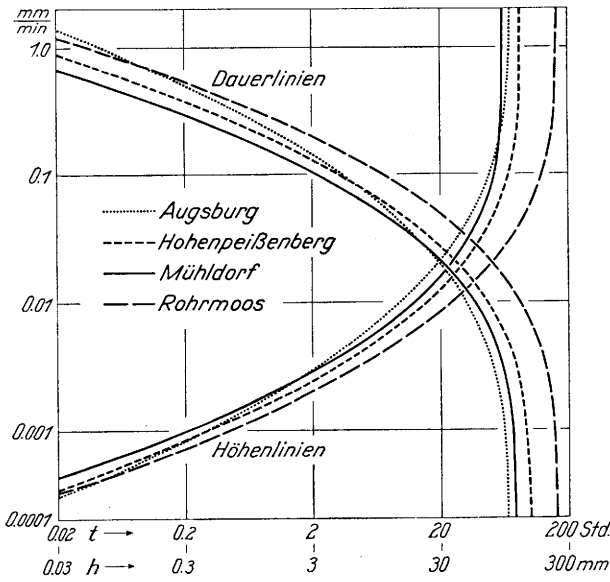


Abb. 4
Dauerlinien und Höhenlinien der Regenintensität, Juni 1955

Literatur

(1) Wussow, G.: Untere Grenzwerte dichter Regenfälle. Meteor. Z. **39**, 173—178 (1922)
 (2) Wussow, G.: Stark- und Dauerregen auf Grund fünfjähriger Registrierungen. Meteor. Z. **50**, 67—69 (1933)
 (3) Haeuser, J.: Kurze starke Regenfälle in Bayern. Abh. Bayer. Landesst. f. Gewässerkde. München 1919 (Nachtrag 1922)

(4) Abwasserfachgruppe der Deutschen Gesellschaft für Bauwesen e. V.: Anweisung zur Auswertung von Schreibregensmesseraufzeichnungen für wasserwirtschaftliche Zwecke (AAR 1936). München u. Berlin 1936
 (5) Reinhold, F.: Regenspenden in Deutschland. Berlin 1940
 (6) Hörler, A.: Die Wirkung der Regenauslässe. Schweiz. Bauz. **118**, 229—232 (1941)
 (7) Müller-Neuhaus, G.: Zur Frage der Bemessung von Regenüberfällen bei Entwässerungsnetzen und Kläranlagen. Gesundheits-Ingenieur **71**, 149 (1950)
 (8) Pfeiff, S.: Neues Verfahren zur einfachen Berechnung der Verdünnungsziffer bei Regenablässen in Mischsystemnetzen. Gesundheits-Ingenieur **77**, 74 (1956)
 (9) Rudel, K.: Vom Schreibregensmesser Hellmann-Fuess. Das Wetter **32**, 46—47 (1915)
 (10) Essenwanger, O.: Zur Verwendung eines logarithmischen Maßstabes bei der Niederschlagsstatistik. Meteor. Rdsch. **9**, 197—206 (1956)
 (11) Essenwanger, O.: Zur Häufigkeitsanalyse meteorologischer Beobachtungen. Z. Meteor. **9**, 257—266 (1955)
 (12) Schneider-Carius, K. u. Huttary, J.: Darstellung täglicher Niederschlagswahrscheinlichkeiten am Beispiel von Bremen, Berlin, Bamberg, Karlsruhe und München. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone **6**, Nr. 38, 156—160 (1952)
 (13) Guß, H.: Zur Struktur von Häufigkeitsverteilungen und Bildung von Mittel- und Schwankungswerten der Sichtweite. Ann. Meteor. **4**, 27—39 (1951)

5.7. Sur les causes météorologiques des crues concomitantes du Rhône et du Pô

par

Maurice Striffling

(avec 4 figures dans le texte)

Résumé

La concomitance entre les crues du Rhône et celles du Pô a été depuis longtemps signalée par Pardé. En s'appuyant sur les données fournies par cet auteur, on essaye de préciser le décalage dans le temps des deux phénomènes.

Puis, en comparant, pour des journées déterminées, les observations pluviométriques effectuées sur les versants français et italien, on cherche les relations de ces phénomènes avec les situations météorologiques au sol et en altitude.

Zusammenfassung

Seit langem hatte Pardé die Übereinstimmung der Hochwässer der Rhône und des Po bekannt gemacht. Auf Grund der Angaben dieses Verfahrens wird versucht, die leicht abweichende Zeitfolge der beiden Vorgänge zu bestimmen. Dann vergleicht man täglich die Regenmessungen des französischen Beobachtungsnetzes mit denen des italienischen und versucht diese Niederschlagsvorgänge mit den Boden- und Höhenwetterlagen zusammenzustellen, um die fast übereinstimmenden Hochwässer zu erklären.

Abstract

Concomitance between increases of Rhône and Pô has been for a long time described by Pardé. Grounding upon data provided by this author it is tried to specify the delay between the two phenomena. Then, comparing for determinate days the rain gauge observations of the french and italian sides, it is looked for the relation between these phenomena and ground and high-levels meteorological situations.

Les rapports entre les crues du Rhône et celle du Pô ont été signalés dès 1936 par Pardé (1).

Cet auteur, en étudiant le régime du grand fleuve italien a constaté que la répartition mensuelle de ses crues ressemblait beaucoup à celle du bas Rhône, avec deux maximums de fréquence nets, l'un au printemps, l'autre en automne. Il en conclut que les mêmes situations atmosphériques provoquent un appel d'air humide d'entre Sud et Est à la fois contre l'arc alpestre du Pô, contre les Alpes et les Préalpes françaises du Sud et contre le rebord oriental du Massif Central. Il s'agit donc de phénomènes grandioses dans lesquels les positions respectives de l'anticyclone et du cyclone

et l'emplacement des barrières montagneuses jouent un rôle sans doute supérieur à celui des fronts ou discontinuités thermiques. Il remarque également que cette coïncidence n'existe que pour les crues "méditerranéennes" du Rhône, c'est-à-dire provoquées par des vents d'entre Sud et Est. Les crues „océaniques“ du Rhône, associées à des vents de Sud Ouest à Ouest ne paraissent avoir aucun rapport avec les crues du Pô.

Le but de la présente étude est de rechercher dans les données météorologiques les causes de ces crues.

Le Professeur Pardé, sur notre demande nous a communiqué une très précieuse documentation sur les crues concomitantes des deux fleuves et nous a donné de précieux conseils. Nous lui exprimons notre plus vive reconnaissance pour sa contribution si bienveillante à la présente communication.

Après avoir comparé le décalage dans le temps d'un certain nombre de crues concordantes, nous étudierons les situations météorologiques donnant lieu à ces pluies simultanées sur les bassins—versants des deux fleuves.

Le Professeur Pardé nous a indiqué 28 dates de crues "méditerranéennes" observées à la fois sur le bas Rhône et sur le Pô. Cette documentation comporte, pour 17 cas, les dates et heures des cotes maximales atteintes à Beaucaire (sur le Rhône) et à La Becca (sur le Pô), et pour 11 autres cas l'indication seule du jour où le maximum a été observé dans ces deux Stations.

Une première comparaison a été faite en rassemblant les 28 cas. On trouve ainsi que dans 14 cas sur 28 les maximums à La Becca ont eu lieu au cours de la même journée qu'à Beaucaire et dans les 14 autres cas dans la journée du lendemain. Chaque journée étant comptée de minuit à minuit ceci signifie que dans la moitié des cas le décalage entre les deux maximums a été inférieur à 24 heures, sans qu'on puisse préciser laquelle des deux crues a été en avance sur l'autre, et que dans l'autre moitié des cas le maximum a été plus tardif à La Becca le décalage pouvant être compris entre 0 et 48 heures. Il y a donc une présomption sérieuse pour que dans la plupart des cas les maximums se produisent d'abord sur le Rhône puis ensuite sur le Pô.

L'étude des 17 cas comportant la date et l'heure du maximum dans chacune des deux stations va confirmer cette manière de voir. On trouve ainsi 1 cas où le maximum à La Becca a été en avance de 8 heures sur le maximum à Beaucaire et 2 cas où ils

ont été simultanés. Dans les 14 autres cas le maximum à La Becca a été postérieur au maximum de Beaucaire, le délai variant entre 1 et 24 heures, et ayant une valeur moyenne de 12 heures. On peut donc dire que lorsqu'il y a une crue méditerranéenne du Rhône elle est accompagnée d'une crue du Pô qui, exceptionnellement peut la précéder de quelques heures mais, en général, la suit dans un délai de 24 heures, avec un décalage moyen de 12 heures.

Ce décalage peut s'expliquer:

- soit par la différence des délais qui s'écoulent entre le moment où la pluie tombe et le moment où le maximum de la crue est observé à Beaucaire ou à La Becca, (c'est-à-dire par les vitesses différentes de propagation de la crue sur le Rhône et sur le Pô).
- soit par l'horaire des précipitations qui ne tombent pas en même temps sur le bassin du Rhône et celui du Pô.

Compte tenu de la complexité des bassins du Rhône et du Pô, et de celle des perturbations météorologiques sur le Massif Alpin, il semble bien que, dans la réalité, les deux causes interviennent l'une et l'autre.

Laissant aux hydrologues le soin de comparer les vitesses de propagation des crues du Rhône et du Pô, le météorologiste s'efforcera seulement de voir dans quelle mesure un décalage de l'horaire des précipitations peut intervenir, notamment par l'étude des situations météorologiques en altitude. En effet si les cartes au sol présentent le grand intérêt d'indiquer les fronts et les masses d'air qui entrent en jeu, elles comportent par contre divers inconvénients graves. Leur tracé sur la partie centrale du Massif est très douteux puisqu'en raison de l'absence de stations à faible altitude on est amené à raccorder simplement les tracés faits sur les régions basses les plus voisines de France et d'Italie. En outre les vents à basse altitude sont souvent très différents de ceux régnant au voisinage des sommets qui jouent dans la précipitation sur les versants montagneux un rôle capital.

Comme les cartes d'isohyphes ne sont publiées que depuis une époque relativement récente, on a ainsi été amené à envisager non seulement les précipitations ayant provoqué des crues, qui auraient été trop peu fréquentes, mais toutes les précipitations d'origine méditerranéenne ayant intéressé les deux versants des Alpes. Par précipitations méditerranéennes on désigne, avec PARDÉ et divers auteurs, celles accompagnées de vents, soufflant à basse altitude, entre le Sud et l'Est, et, à haute altitude, entre le Sud Sud Ouest et le Sud Sud Est.

On a donc recherché à l'aide des cartes pluviométriques de 06.h00 et 18h.00 publiées dans les Bulletins Quotidiens d' Etudes de la Météorologie Nationale Française pour les années 1951 à 1957, toutes les périodes de 24 heures pendant lesquelles on a recueilli au moins 50 millimètres sur l'un des deux versants, avec au moins 30 millimètres sur l'autre versant. Les stations utilisées pour cette étude ont été:

- sur le versant français: Montélimar, Lus-la-Croix-Haute et le Mont-Ventoux.
- sur le versant italien: Turin

stations dont les données pluviométriques figurent régulièrement dans la publication ci-dessus mentionnée. Un décalage d'un à deux jours entre les précipitations sur les deux versants a été admis.

Ces limites ont été choisies pour permettre de déceler les situations à fortes précipitations concomi-

tantes sur les deux versants. Il ne semble pas en effet que des précipitations plus faibles soient susceptibles de provoquer des crues appréciables. Les valeurs retenues sont même probablement trop faibles dans la plupart des cas, mais on aura ainsi la certitude de ne pas avoir laissé ainsi échapper la possibilité de crues concomitantes du Rhône et du Pô.

On a ainsi mis en évidence au cours des 7 années étudiées 15 journées ou périodes pluviométriques pendant lesquelles les conditions fixées plus haut se sont réalisées; leurs dates sont indiquées ci-dessous:

- 1951: 8 Novembre, 19 et 20 Novembre,
- 1952: 23 Août, 20 Octobre,
- 1953: 6 au 8 Juin, 28 Septembre, 14 et 15 Octobre,
- 1954: 15 au 17 Mai, 21 Août,
- 1955: 20 et 21 Octobre,
- 1956: 14 au 17 Avril, 2 Juillet,
- 1957: 6 Novembre, 9 et 10 Novembre, 11, 12 et 13 Décembre.

En ce qui concerne l'horaire des précipitations si l'on considère pour chaque versant, la période de 12 heures pendant laquelle a été observée la précipitation maximale, on trouve que:

- 8 fois le maximum a été observé en même temps sur les deux versants
- 4 fois avec un décalage moyen de 12 heures
- 1 fois avec un décalage moyen de 36 heures
- 1 fois avec un décalage moyen de 48 heures
- 1 fois avec un décalage moyen de 56 heures,

le sens du décalage correspondant toujours à un maximum plus tardif sur le versant italien.

Si l'on ne peut tirer de conclusion valable des 8 cas où le maximum a été observé pendant la même période de 12 heures (les heures exactes des maximums de pluie à l'intérieur de cette période n'étant pas connues) on voit cependant que cette étude suggère l'idée d'un retard des précipitations maximales sur le versant italien par rapport aux précipitations maximales sur le versant français, ce retard, compris le plus souvent entre quelques heures et 12 heures, pouvant atteindre parfois 2 ou 3 jours.

Il semble donc que le décalage trouvé précédemment entre les heures des cotes maximales à Beaucaire et à La Becca ait, au moins en partie, une cause météorologique.

En ce qui concerne les types de situation météorologique de ces 15 périodes l'examen des cartes au sol n'est guère satisfaisant: on trouve généralement une dépression plus ou moins nette sur la France, l'Espagne ou la Méditerranée Occidentale avec de hautes pressions relatives sur les Balkans et l'Europe Centrale.

Mais si l'on considère les cartes d'isohyphes à 500 mb on voit que dans presque tous les cas, sauf un ou deux plus complexes, il existe une poche de basses pressions descendant des régions septentrionales avec un minimum de pression entre 0° et 6° de longitude Est et entre 40° et 45° de latitude Nord, c'est-à-dire sur le Sud-Ouest de la France, le Nord-Est de l'Espagne ou sur la Méditerranée, au large des côtes correspondantes (Fig. 1). La prédominance de cette situation isobarique s'explique facilement: elle est en effet pratiquement la seule à permettre l'existence en altitude de vents humides de Sud à Sud-Sud-Est susceptibles d'atteindre directement, en venant de la mer, à la fois les versants français et italiens, donc de donner simultanément des précipitations sur les deux versants.

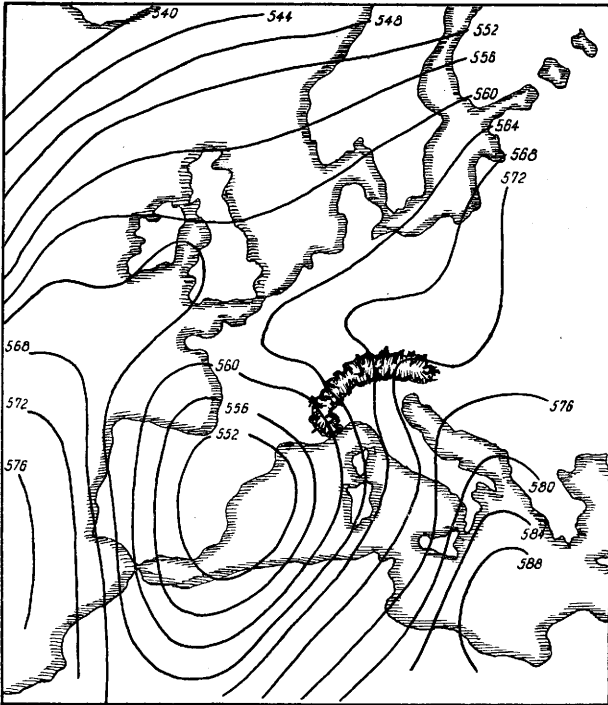


Fig. 1
Surface 500 mb, 15. octobre 1953 03⁰⁰ T. U.

Il est donc possible, semble-t-il, de schématiser comme suit le processus météorologique donnant naissance aux crues concomitantes du Rhône et du Pô:

une "poche" se creuse en altitude sur le Nord-Ouest de l'Espagne, provoquant d'abord l'arrivée sur les Cévennes, la vallée du Rhône et les Alpes Françaises de masses d'air chaud et humide (air tropical maritime ou air polaire maritime réchauffé après son passage sur la Méditerranée) séparées, par un ou plusieurs fronts froids ou occlus, des masses d'air polaire maritime froides se trouvant au Nord-Ouest. Ces fronts,

après avoir donné des précipitations, renforcées par l'effet orographique, sur le versant français gagnent le versant italien en ralentissant leur déplacement, du fait qu'ils se trouvent alors dans le Secteur Nord-Est de la poche dépressionnaire: ils deviennent presque parallèles aux isobares et quasi-stationnaires, bloqués contre les hautes pressions s'étendant des Balkans vers l'Europe Centrale, et dont P a r d é a signalé l'existence au sol dans chacune des crues "méditerranéennes" étudiées par lui.

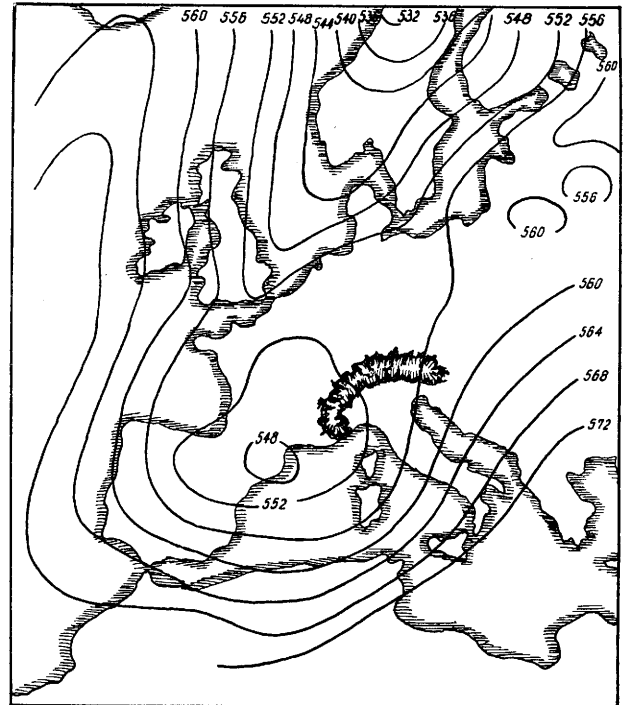


Fig. 3
Surface 500 mb, 17. mai 1954 03⁰⁰ T. U.

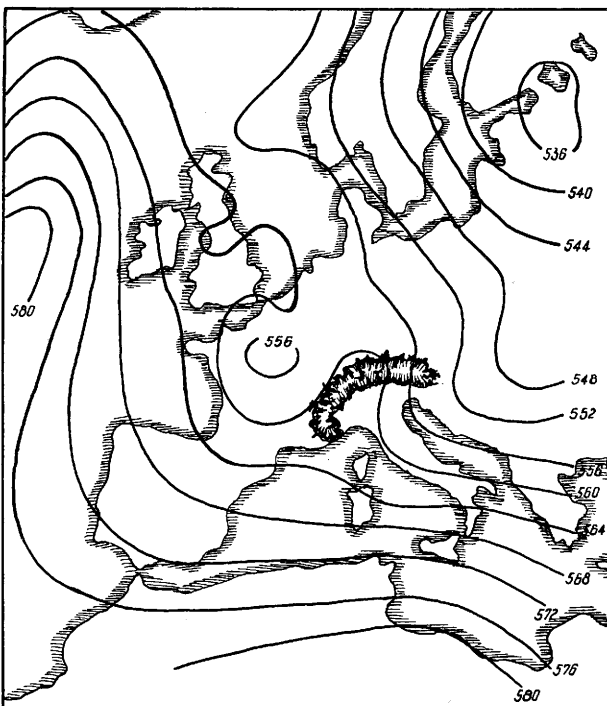


Fig. 2
Surface 500 mb, 15. mai 1954 03⁰⁰ T. U.

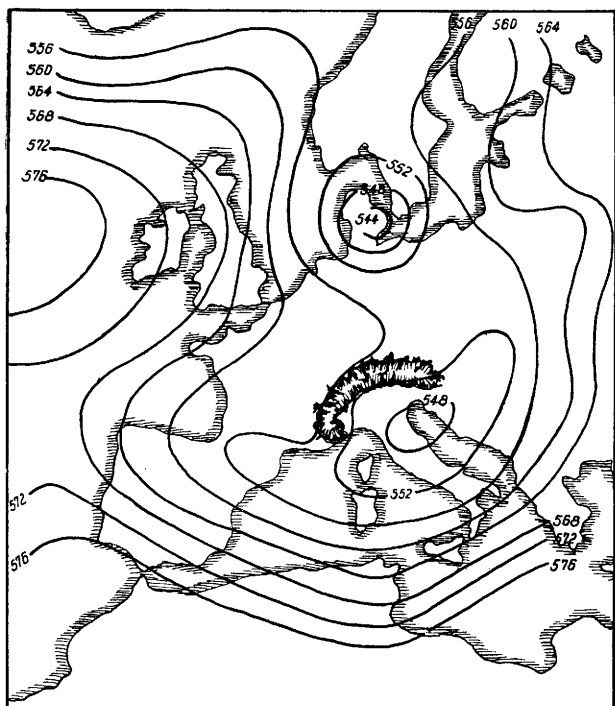


Fig. 4
Surface 500 mb, 19. mai 1954 03⁰⁰ T. U.

Si la poche reste rigoureusement stationnaire les pluies se prolongent et favorisent la crue du Pô. Mais généralement l'ensemble isobarique se déplace vers l'Est et les pluies cessent sur le versant italien dès que les vents tournent au secteur Ouest à Sud-Ouest.

La situation météorologique la plus favorable aux crues concomitantes du Rhône et du Pô paraît donc

être celle où la poche dépressionnaire ne se décale que très lentement vers l'Est (Fig. 2, 3 et 4).

Bibliographie

- (1) Pardé, M. et Visendini, M.: Quelques données sur le régime du Pô. *Ann. Géogr.* 1936, 257—275

5.8. Hochwasserspenden und mittlerer Jahresniederschlag

von

Hans Steinhäuser

(mit 1 Abbildung im Text)

Zusammenfassung

Die größten Abflußspenden von Flußgebieten hängen außer vom Relief und geologischen Faktoren auch von meteorologischen Faktoren ab, die keineswegs vernachlässigt werden dürfen. Am meisten fallen Intensität und Dauer starker Regenfälle und die umgesetzten Wasserfrachten ins Gewicht. Ein Vergleich bisher benutzter mathematischer oder tabellarischer Darstellungen der größten Abflußspenden zeigt, daß diese nach einigen Autoren u. a. vom mittleren Jahresniederschlag abhängig sein sollen. Für ein größeres Einzugsgebiet, in dem die übrigen Faktoren nicht zu große Verschiedenheiten aufweisen, besteht ein solcher stochastischer, keineswegs direkter physikalischer Zusammenhang zwischen Höchstspenden und Jahresniederschlag. Bei skizzenmäßiger Kartierung der Höchstspenden läßt sich gut von dieser Beziehung Gebrauch machen, wie für das Draugebiet der österreichischen Südalpen gezeigt wird.

Abstract

The flood discharge of a river, for example the 100-years flood, depends on the intensity and duration of rainfall, besides on the runoff of the basin. Some authors directed to the possibility of a correlation between the flood specific discharge and the mean annual total of precipitation. Such relation, valuable for the affluents of a large basin, enables to sketch a map of the 100-years flood of the affluents in a basin. The method is tried for the basin of the Drave in the South Alps.

Résumé

Le débit spécifique maximum des crues dépend essentiellement de facteurs météorologiques, plus que du Relief et des facteurs géologiques des bassins; les rapports prévalent qui lient les crues aux précipitations. Examinant les causes quelques auteurs ont trouvé des corrélations possibles entre le débit spécifique maximum et la quantité des précipitations annuelles moyennes. La corrélation, valable pour les affluents d'un grand bassin, permet de esquisser une carte de valeurs de maxima spécifiques des crues, en lit.-sec. par km². Nous avons abordé l'étude des crues de la Drave dans les Alpes d'Est.

Bei Wassermengenbilanzen spielen Einflüsse des Wetters und des Klimas eine große Rolle. Auch die größten Abflußspenden von Flußgebieten hängen teilweise von meteorologischen Faktoren ab, die keines-

wegs vernachlässigt werden dürfen. Am meisten fallen Intensität und Dauer starker Regenfälle und die dabei umgesetzten Wasserfrachten ins Gewicht.

Beobachtete Höchstwerte des Abflusses sind ebenso wie extrem hohe Starkregen nur vergleichbar und praktisch verwertbar, wenn sich die durchschnittliche Häufigkeit der Überschreitung dieses Wertes ermitteln läßt. In vorliegender Arbeit werden im allgemeinen 100jährige Hochwasser untersucht, das sind solche, die durchschnittlich alle 100 Jahre einmal überschritten werden; analog der bei Starkregen üblichen Bezeichnung könnte man auch sagen: Hochwasser der Häufigkeit $n = 1/100$. In der hydrologischen Literatur noch übliche Termini wie Höchstmengen des Abflusses lassen sich mit exakt als Funktion der Häufigkeit definierten Hochwassermengen nur vergleichen, wenn man zumindest Annahmen über die Häufigkeit des Auftretens solcher säkularen Hochwasser macht.

Erfahrungswerte über säkulare Hochwasser sind wegen der geringen Anzahl der Beobachtungen durch Richtwerte zu ergänzen, die aber den wahrscheinlichen Werten gemäß den Anforderungen der Praxis sehr nahe kommen müssen. Eine obere Grenze jedes Erfahrungs- oder Richtwertes über Hochwassermengen wird durch die technischen und finanziellen Möglichkeiten eines Bauvorhabens gesetzt, eine untere Grenze durch das mit einer Angabe zu niedriger Hochwassermengen verbundene Risiko für Menschen und Material. Einen Spielraum, eine technische Sicherheit gibt es bei Hochwasserwerten kaum, das ist schon durch die Definition des n -jährigen Hochwassers ausgeschlossen: Wird eine Brücke so dimensioniert, daß sie das 100jährige Hochwasser konsumiert, wie eine beliebige Ausdrucksweise lautet, so ist es durchaus möglich, daß diese Hochwassermenge in Kürze überschritten wird, etwa durch ein solches, das nach der Untergrenze dem 500jährigen Hochwasser entspricht.

Richtwerte über Hochwasserspenden, das sind Hochwassermengen, meist in m³/s, pro km² des Einzugsgebietes, können entweder in Tabellenform festgehalten werden in Abhängigkeit von den wirksamen Faktoren, oder in Formel ausdrücken, deren Koeffizienten nach der Methode der kleinsten Quadrate zu ermitteln wären. Solche empirische Beziehungen gelten meist nur für ein Stromgebiet oder ein Teilgebiet der Alpen.

Am besten ist bisher noch die Beziehung zwischen Hochwassermengen oder -spenden und der Größe des Zuflußgebietes geklärt. Mit wachsendem Einzugsgebiet verringert sich die Hochwasserspende, u. a. wegen der

Abnahme der Regenintensität mit zunehmender Größe der überregneten Fläche, und verschiedene Autoren berücksichtigen diesen Zusammenhang durch Potenzgesetze oder Abminderungs-Koeffizienten. A. Hofmann berücksichtigt in seiner Hochwasserformel (siehe folgende Zusammenstellung) noch den Anteil der bewaldeten Fläche am Einzugsgebiet. Bei der Formel des Hydrographischen Zentralbüros in Wien wird angenommen, daß auf 25 km² des Einzugsgebietes ein

starker Niederschlag von h_N, Stunde mm fällt, auf den Rest des Einzugsgebietes von h_N, Tag mm pro Tag. H. Krepes berechnet das 100jährige Hochwasser aus dem Jahresmittelwasser (MQ) größerer Flüsse (MQ > 5 m³/s). Diese Formel deutet bereits auf einen Zusammenhang mit der Jahresniederschlagshöhe hin. Auch R. Iskowski und Bartosek berücksichtigten die mittlere Jahresniederschlagshöhe zur Berechnung von Hochwassern.

Hochwasserformeln

Hofmann (Bayern)
$$HHQ = m \cdot \frac{E}{\sqrt[3]{1+E}} \cdot \left(1 - 0,4 \cdot \frac{E_w}{E}\right) m^3/s$$

 $3,0 \leq m \leq 4,5 \quad 1 \leq E \leq 200 \text{ km}^2 \quad E \text{ Einzugsgebiet in km}^2 \quad E_w \text{ davon bewaldet}$

Hydrogr. Zentr. Büro Wien
$$HHQ = a \cdot \left[\frac{h_{N, \text{Stunde}}}{3600} 10^3 \cdot 25 + \frac{h_{N, \text{Tag}}}{86400} 10^3 (E-25) \right] m^3/s$$

 $E > 25 \text{ km}^2 \quad \text{Niederschlagshöhen } h \text{ in mm} \quad E \text{ Einzugsgebiet in km}^2$

Krepes (Steiermark)
$$HQ_{100} = 90 \cdot (MQ)^{2/3} m^3/s$$

 für MQ > 5 m³/s MQ Mittelwassermenge in m³/s

Wird man vor die Aufgabe gestellt, regionale Unterschiede der Hochwasserspende zu ermitteln oder kartenmäßig zu skizzieren, so zeigt sich, daß die mittlere Jahresniederschlagshöhe als abhängige Veränderliche gut geeignet ist, die Spendenverteilung zu erfassen.

Voraussetzung ist natürlich, daß man stärkere Änderungen der übrigen Faktoren berücksichtigt und auf gleiche Einzugsgebiete reduziert, um von der zufälligen Gebietsgröße der einzelnen Zubringer unabhängig zu sein.

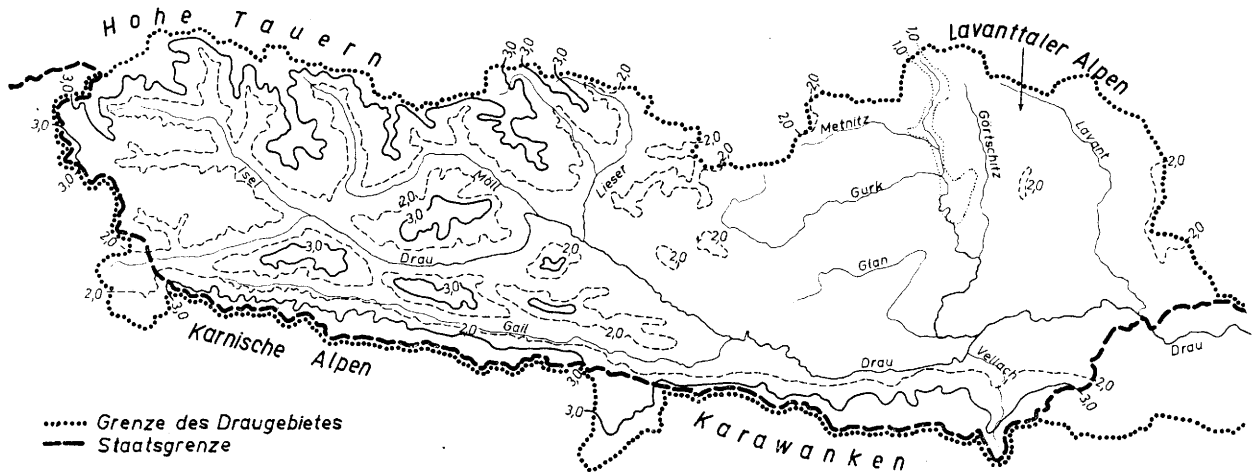


Abb. 1
 Linien gleicher Abflußspende bei 100jährigem Hochwasser im Draugebiet, reduziert auf Einzugsgebietsgrößen von 20 km²

In der beiliegenden Kartenskizze sind Linien gleicher Abflußspende bei 100jährigem Hochwasser, reduziert auf gleiche Zuflußgebietsgrößen von 20 km², des alpinen Draugebietes der österreichischen Südalpen dargestellt. Eingezeichnet sind Spendenlinien von 3,0 (ausgezogen), 2,0 (gestrichelt) und 1,0 m³/s·km² (punktirt). Die Reduktion auf gleiche Einzugsgebietsgröße kann nach einer der genannten Formeln oder wie hier nach empirischen Werten einzelner Zubringer erfolgen. Aus der Karte ersieht man, daß ein Bachgebiet von 20 km² Größe eine 100jährige Hochwasserspende von mehr als 3,0 m³/s·km² erwarten läßt in den Gipfellen der Karawanken, Hohen Tauern und Gailtaler Alpen u. a., in Gebieten also, in denen die mittlere Jahresniederschlagshöhe 1800 mm überschreitet. Die Abflußgleiche 2,0 findet sich außer in den genannten Gebieten in gewissen Gipfellen der Nockberge und Lavanttaler Alpen; entsprechend Jahresnieder-

schlagshöhen über 1250 bis 1500 mm, wobei die relativ geringe Bewaldung der Nockberge und Lavanttaler Alpen berücksichtigt ist. In einem Trockengebiet der mittleren Gurk, Metnitz und Olsa, in dem die Jahresniederschlagshöhe unterhalb 800 mm liegt, sinkt auch die Hochwasserspende unter 1 m³/s·km² für Bäche, die ganz innerhalb dieser Gleiche verlaufen.

Die Beziehung zwischen Hochwasserspende und Jahresniederschlag erstreckt sich auch auf weitere Einzelheiten, insbesondere wenn man innerhalb eines Teilgebietes den Verlauf beider Größen in verschiedenen Höhenlagen miteinander vergleicht. Sicherlich läßt sich für viele Stromgebiete, wenn auch nicht aller Klimate, je eine stochastische Beziehung zwischen Hochwasserspende und mittlerem Jahresniederschlag ermitteln, sofern die nicht-meteorologischen Faktoren innerhalb eines solchen Gebietes keine starken Unter-

schiede aufweisen. Keineswegs kann man Einzugsgebiete verschiedener Länder oder Erdteile danach miteinander vergleichen.

Ein solcher Zusammenhang der Hochwasserspense mit dem mittleren Jahresniederschlag ist zunächst kein streng physikalischer; er ist, mathematisch gesehen, ein stochastischer und kommt durch verschiedene, teils mittelbare Einflüsse zustande. So fallen in Gebieten größerer mittlerer Jahresniederschlagshöhe vielfach auch häufiger intensive Regenfälle, wenn auch die Niederschlagshäufigkeit hierin modifizierend wirkt. Mit dem Jahresniederschlag wächst auch die jährlich größte Tagesmenge des Niederschlags, und zwar Mittel- und Extremwerte. Einige Einflüsse hängen wesentlich von der Seehöhe ab. Da in den einzelnen Gebirgsgruppen der Alpen für sich betrachtet doch eine stochastische Beziehung zwischen mittlerem Jahresniederschlag und Seehöhe besteht, so zeigen auch einige Faktoren, die von der Seehöhe abhängen, einen Gang mit dem Jahresniederschlag. Schneeschmelze allein verursacht in den Alpen, mit Ausnahme der Gletscherbäche, nur selten größere Hochwasser, sie erhöht aber durch Regen verursachte Hochwasser. Der

Anteil der Schneeschmelze an einem Hochwasser wächst aber im allgemeinen mit der Seehöhe; in gleichem Sinne wächst auch das Abflußverhältnis oder der Abflußbeiwert mit der Seehöhe und trägt zur Verstärkung der Hochwasser bei.

Die Geländeformen beeinflussen den mittleren Jahresniederschlag, bewirken vor allem seine Zunahme mit der Seehöhe. Auch der Zusammenhang der Hochwasserspense mit dem Jahresniederschlag läßt auf orographischen Einfluß schließen. Das Gelände beeinflußt aber nicht nur die Höhe häufigerer Hochwasser sondern auch säkularer, die oft über weite Gebiete sich auswirken und im einzelnen orographische Wirkungen kaum erkennen lassen.

In morphologischer Betrachtungsweise kann man das Ergebnis dieser Arbeit folgendermaßen deuten: Ebenso wie die Erosion in höheren Gebirgslagen mit dem mittleren Jahresniederschlag wächst, zeigen auch die größten Hochwasser, welche eine besonders starke Erosionswirkung ausüben, einen solchen Gang. Auch den Gesetzen des Geschiebetransportes paßt sich dieser Zusammenhang gut an.

5.9. Die hydrische Bilanz in den jugoslawischen Alpen

von

Oskar Reya

(mit 7 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

Es wurde nach der bekannten Formel von Thornthwaite die hydrische Bilanz in der jugoslawischen Alpen ausgerechnet. Man zeigt graphisch diese Bilanz der vier repräsentativsten Stationen, und zwar auf dem Paß Predil, der Stadt Ljubljana an der Save, der Stadt Gorica am Fluß Soča (Isonzo) und der Stadt Triest an der Adria. Auf Grund von 30 Stationen wurden Karten gezeichnet, aus welchen die geographische Verteilung folgender hydrischen Elemente ersichtlich ist: 1) Potentielle Evapotranspiration, 2) Wasserabfluß, 3) Aufbrauch der Bodenreserve von 100 mm.

Wie bekannt, verstehen wir unter Evapotranspiration die gewöhnliche Verdunstung des Wassers aus der Erde und den Transport des Wassers aus der Erde mittels Wurzeln und Blättern der Pflanzen. Nach Thornthwaite (1) ist das Kennen der Evapotranspiration eines Gebietes sehr wichtig für die sogenannte hydrische Bilanz eines bestimmten Ortes und endlich für das Klima des ganzen Gebietes. Thornthwaite konstruierte einen Evapotranspirometer (1), mit welchem er die sogenannte potentielle Evapotranspiration messen konnte. Das ist diejenige Menge des Wassers, die die Pflanze verbraucht, wenn genug Wasser zur Verfügung steht. Solche Messungen gibt es auf der ganzen Erde zur Zeit noch sehr wenig.

Auf Grund seiner Messungen konstruierte Thornthwaite eine Formel (1), mit welcher er die monatliche Summe der potentiellen Evapotranspiration ausrechnen konnte. Bei dieser Rechnung braucht man nur die gewöhnliche monatliche Mitteltemperatur eines Ortes. Mit dieser bekannten Formel habe ich die poten-

tielle Evapotranspiration und weiter auch die ganze hydrische Bilanz für ungefähr 30 Stationen in jugoslawischen Alpen ausgerechnet. Man kann diese Bilanz auch grafisch sehr schön darstellen. Abbildung 1 zeigt eine solche Bilanz für die Station auf dem bekannten Passe Predil (1162 m). Wir sahen zuerst den Jahresgang der Niederschläge. Die beiden Flächen zusammen, die weiße und die schraffierte, stellen die jährliche Summe der Niederschläge dar (2525 mm). Die weiße Fläche stellt den Gang und die Jahressumme der potentiellen Evapotranspiration dar (513 mm). Die schraffierte Fläche zeigt den sogenannten Wassermehrbetrag, nach Thornthwaite "water surplus", der nicht verdunstet, sondern abfließt. Da mehr Wasser abfließt als verdunstet, ist die sogenannte reelle Evapotranspiration gleich der potentiellen. Die bekannte Thornthwaitesche Reserve von 100 mm (1), die im Boden aufgespeichert ist, wird auf dem Predilpasse nicht berührt. Wegen der Höhe (1162 m) beträgt die Jahrestemperatur nur 5,5° C und deswegen ist die Verdunstung klein. Überdies ist die Jahresmenge der Niederschläge ziemlich groß (2525 mm). Aus diesem Grunde ist der Wasserabfluß groß. Ein ähnliches Bild zeigen alle Stationen, die über 1000 m liegen. Bei noch größerer Höhe wird das Verhältnis zwischen dem Abflusse und der Verdunstungsmenge noch größer.

Ein anderes Bild zeigt uns die Station in Ljubljana

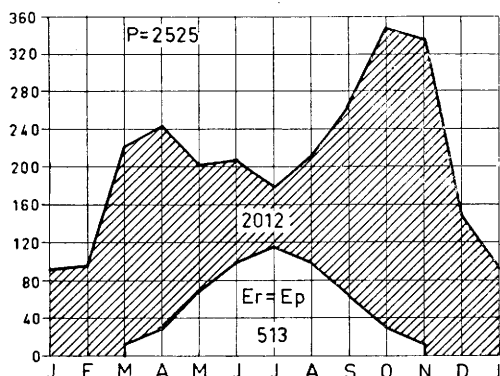


Abb. 1
Hydrische Bilanz für Predil (1162 m)

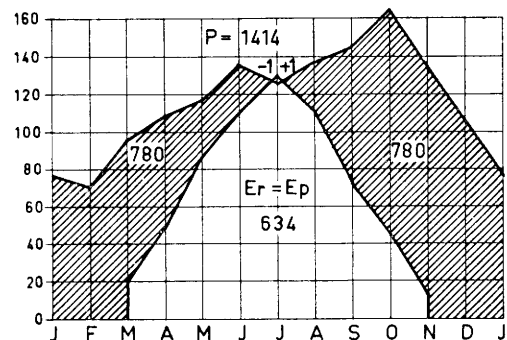


Abb. 2
Hydrische Bilanz für Ljubljana

(Abb. 2), die im Savetal in 300 m Höhe liegt. Bei einem jährlichen Niederschlag von 1414 mm teilen sich der Abfluß und die Evapotranspiration etwa je die Hälfte. Im Juli wird zwar die Reserve von 100 mm im Boden schon angegriffen, aber nur um 1 mm. Grafisch sehen wir das so, daß die weiße Fläche schon über die schwarze

steigt. Noch immer ist die reelle Evapotranspiration gleich der potentiellen.

In Abbildung 3 sehen wir die Bilanz für die Stadt Gorica (Görz) am Soča (Isonzo). Das Stück der weißen

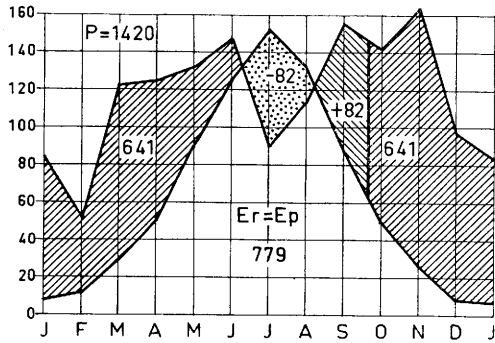


Abb. 3
Hydrische Bilanz für Gorica (Görz)

Fläche, das über die schwarze steigt, ist hier mit Punkten beschattet. Diese Fläche stellt uns die Menge der Verdunstung, die aus der Bodenreserve von 100 mm genommen wird. In diesem Falle beträgt diese Menge 82 mm, das Minuszeichen gibt an, daß dem Boden das Wasser abgenommen wird. Die Fläche, die mit +82 mm bezeichnet ist, ist diejenige Menge der Niederschläge, die nicht abfließt, sondern in den Boden als Reserve einsickert. Auch in Gorica ist die reelle Evapotranspiration noch immer gleich der der potentiellen, da das im Sommer fehlende Niederschlagswasser aus der Bodenreserve gespeist wird.

Endlich zeigt uns die Abbildung 4 die Bilanz für die Station in Triest. Wir sehen, daß die weiße Fläche sehr

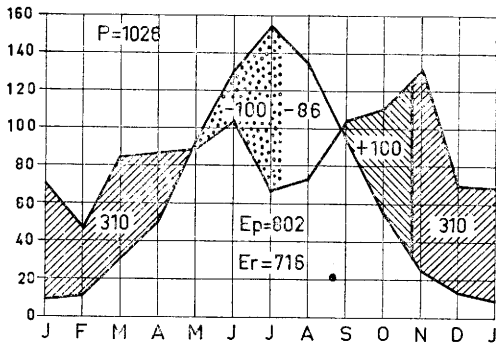


Abb. 4
Hydrische Bilanz für Triest

über die schwarze steigt. Das Stück der Fläche darüber ist in zwei Teile geteilt. Das punktierte Stück, bezeichnet mit -100, stellt die Verdunstungsmenge aus dem Boden dar. In diesem Falle wurde die ganze Reserve aus dem Boden verbraucht. Der zweite Teil, bezeichnet mit -86, stellt die fehlende Menge des Wassers für die Verdunstung dar. Es ist das der Wassermangel oder "water deficiency" nach Thornthwaite. Gerade um diesen Betrag ist die reelle Evapotranspiration kleiner als die potentielle. Wir sehen, daß in Triest die jährliche potentielle Evapotranspiration mehr als zweimal größer ist als der Wasserabfluß. Die jährliche Mitteltemperatur in Triest beträgt 14,30 C.

Es folgen nun einige Übersichtskarten Sloveniens, die fast ganz im Gebiete der südöstlichen Alpen liegt. Abbildung 5 stellt uns die jährliche Summe der potentiellen Evapotranspiration vor. Das Alpengebiet, welches südöstlich in das Dinarische Gebirgssystem übergeht, ist mit der Isolinie 600 mm umgeben. Dieser Wert ist

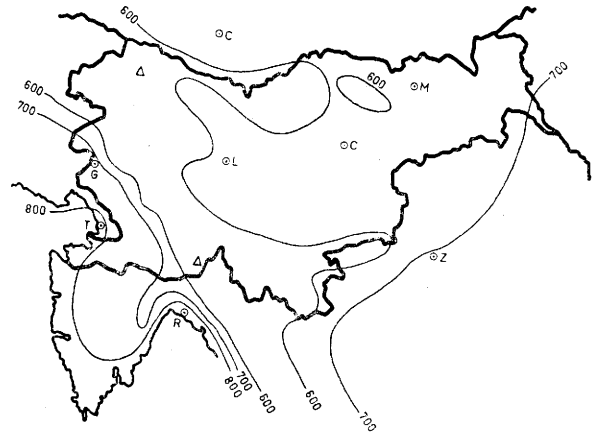


Abb. 5
Jährliche Summe der potentiellen Evapotranspiration in Slovenien

aber gültig nur für die Höhen von ungefähr 1000 m. Weiter nach oben ist dieser Wert viel kleiner und beträgt auf dem bekannten Gipfel Hochobir (2044 m) in Kärnten nur noch 373 mm. In der Richtung gegen das Adriatische Meer steigt der Wert sehr schnell und erreicht an der Küste über 800 mm, Triest 802; Reka (Fiume) 840 mm. Weiter gegen Osten steigt der Wert der potentiellen Evapotranspiration viel langsamer und erreicht erst in Kroatien in Zagreb (Agram) über 700 mm.

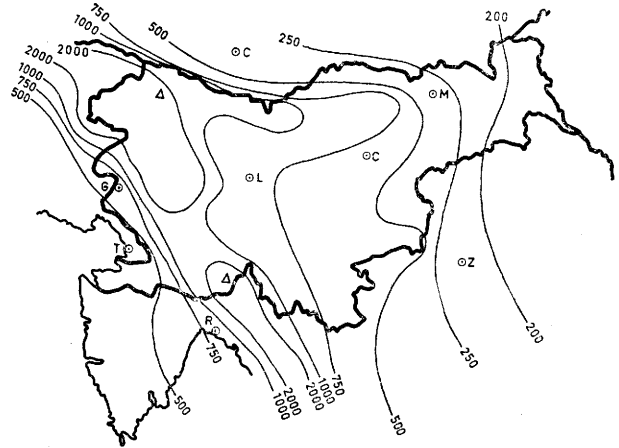


Abb. 6
Isolinien des gleichen Wasserabflusses in Slovenien

Die Abbildung 6 zeigt uns Isolinien des gleichen Wasserabflusses oder des Wassermehrbetrages. Wir sehen, daß um die höchsten Gipfel der Alpen dieser Abfluß mehr als 2000 mm beträgt. Gegen das Adriatische Meer fällt dieser Wert schnell ab und beträgt in Reka (Fiume) noch immer 825 mm, in Triest aber nur noch 310 mm. Die jährliche Niederschlagssumme in Reka beträgt 1631 mm, in Triest nur 1026 mm. Weiter nach Osten fällt dieser Wert langsamer ab und sinkt in der panonischen Ebene unter 200 mm, da die jährliche Niederschlagssumme hier nur 800 mm beträgt.

Interessant ist noch Abbildung 7, die den Verbrauch der Bodenreserve von 100 mm darstellt. Bis zu der Linie 100 wird diese Reserve nicht berührt. Von 100 weiter nach unten wird diese Reserve teilweise verdunstet, bis bei der Linie 0 mm alles verdunstet ist. Jenseits der Linie 0 mm beginnt das Gebiet mit dem Wassermangel, welcher bis -50 mm steigt. In Triest fällt dieser Wassermangel bis -86 mm. Die Isolinie 0 mm ist wichtig noch deswegen, weil im Gebiete mit

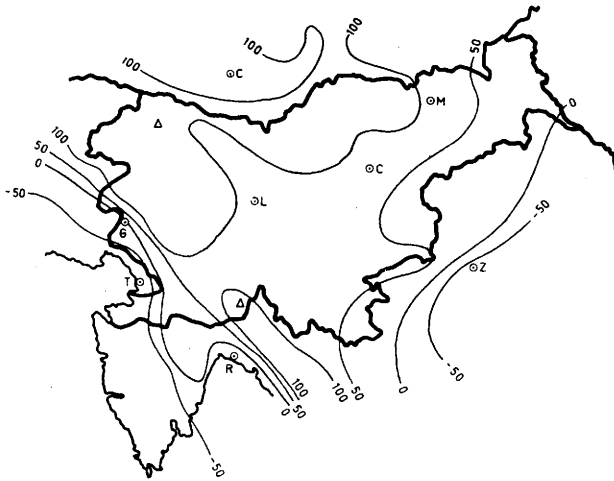


Abb. 7
Aufbruch der Bodenreserve von 100 mm in Slovenien

positiven Werten die reelle Evapotranspiration noch gleich der potentiellen ist, im Gebiete mit negativen Werten ist aber die reelle Evapotranspiration kleiner als die potentielle.

Es ist bekannt, daß Thornthwaite noch einige Indexe eingeführt hat, um die hydrischen Verhältnisse

und das Klima überhaupt besser zu charakterisieren. Jedoch haben sich diese Indexe und die Thornthwaite'sche Klassifikation des Klimas nicht eingebürgert. Die Berechnungen der hydrischen Bilanz dienen dazu, um zu erfahren, ob ein Ort oder ein ganzes Gebiet an Wassermangel leidet. Aus der Abbildung 7 sehen wir, daß im inneren kontinentalen Slovenien das nicht der Fall ist. Der Mangel an Wasser, und zwar im Sommer zur Zeit des größten Verbrauches, beginnt erst an der adriatischen Küste, wie uns die Abbildung 4 lehrt, und weiter im Osten im benachbarten Kroatien.

Literatur

- (1) Thornthwaite, C. W.: An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev. 38, 55-94 (1948)

Diskussionsbemerkung

F. Lauscher: a) Man muß beachten, daß der reelle Abfluß größer gezeigt ist, da die reelle Verdunstung kleiner ist als die Evapotranspiration. b) Wegen des Witterungswechsels (Nässe — Dürre — Zeiten) wäre es besser, wenngleich mühsam, die Berechnungen nicht mit klimatischen Normalwerten, sondern mit den Einzelwerten der betreffenden Periode zu machen.

5.10. Recherches sur la limite temporaire des neiges dans les Alpes Occidentales italiennes

par

Carlo Capello et Marta Luchino

(avec 1 figure dans le texte)

Résumé

Dans cette communication les auteurs exposent les résultats des recherches conduites au sujet des oscillations altimétriques de la limite temporaire des neiges dans les vallées italiennes des Alpes Occidentales. Au milieu de ces résultats celui là est d'un intérêt tout particulier, qui de rapporte à la vitesse de la baisse et de la montée de la limite à chaque saison, cette limite descendant l'automne à la vitesse de 160 mètres par semaine et remontant au printemps à la vitesse de 110 mètres par semaine. Les variations altimétriques sont soumises à des anomalies, dépendant aussi bien de la quantité de la neige tombée aux différentes hauteurs sur les Alpes, que des conditions orographiques.

Zusammenfassung

In dieser Mitteilung wird von den Verfassern über die Ergebnisse der Untersuchungen berichtet, die über die Höhenschwankungen der zeitlichen Schneegrenze in den italienischen Tälern der Westalpen angestellt worden sind.

Unter den verschiedenen Ergebnissen ist von besonderer Bedeutung die Schnelligkeit des jahreszeitlichen Fallens und Steigens der Grenze. Im Herbst fällt diese Grenze mit einer wöchentlichen Schnelligkeit von 160 Metern, im Frühling steigt sie wieder mit einer wöchentlichen Schnelligkeit von 110 Metern.

Die Schwankungen sind gewissen Unregelmäßigkeiten unterworfen, welche sowohl von der Schneemenge, die in verschiedenen Höhen der Alpen gefallen ist, als auch von den orographischen Lagen abhängen.

Abstract

In this report the authors tell the results of their studies on the variations in heights of the temporary snow-line in the Italian Western Alps.

Among the others, the conclusions concerning the speed in going up and down of the snow line in the various seasons is of particular interest: the snow line goes down at a speed of 160 metres in height a week in autumn and goes up at a speed of 110 metres a week in springtime.

The variations in height depend on anomalies due both to the quantity of snowfall at the various levels and to the orographic conditions.

Il est connu que l'enneigement et la durée de l'enneigement sont les éléments essentiels du climat de mon-

tagne. Nous savons que la période de temps pendant lequel la neige reste sur le sol est en rapport direct à la quantité de neige tombée et à la persistance de températures moyennes de l'air inférieures à zéro degrés: la durée de l'enneigement, en général, augmente donc en montant d'altitude et diminue en descendant.

Il est aussi connue qu'il y a un niveau, la limite climatique des neiges éternelles, au dessus duquel la neige tombée demeure en place toute l'année, et au dessous duquel elle a une durée limitée à des périodes plus ou moins prolongées. Dans les régions de montagne à nos latitudes, dans les Alpes en particulier, il y a donc un intervalle altimétrique, compris entre l'altitude des plaines, où la neige ne s'arrête pas, et les zones au dessus de la limite climatique des neiges, intervalle dans lequel la neige a une durée variable: cela signifie que la limite de la couche neigeuse temporaire se modifie au cours de l'année en se déplaçant d'un lieu à l'autre, d'en bas vers le haut.

Cette permanence dépend non seulement des facteurs termiques, mais encore des conditions topographiques des reliefs et des vallées, de leur exposition, du mouvement des courants aériens et d'autres causes accidentales strictement liées au "temps".

Un intérêt particulier est offert par la détermination des positions successives de la limite temporaire altimétrique des neiges parce qu'elle permet d'évaluer l'importance de quelques uns de ces facteurs et permet aussi d'établir les modalités par lesquelles cette limite descend, aux mois de l'automne, du haut des montagnes vers la plaine et elle remonte aux mois du printemps au sens inverse.

Les études sur la variations altimétrique de la limite temporaire des neiges sont peu nombreuses et elles sont dédiées surtout au secteur des Alpes autrichiennes: pour des Alpes italiennes, même s'il y a quelques études sur la permanence de la neige et sur la puissance de la couche neigeuse, manquent, à notre avis, les études conduites à ce but.

C'est pourquoi nous nous sommes voués, le temps dernier, à ce sujet dans l'intention d'effectuer une recherche utile non seulement à l'amélioration des connaissances du climat de montagne en général, mais aussi à trouver des valeurs numériques pouvant être utilisées dans les recherches de météorologie agraire alpine.

Pour développer nos recherches nous avons puisé aux observations très nombreuses recueillies par les observatoires du Bureau Hydrographique du Pô et publiées, en partie seulement, dans les Annuaire Hydro-

logiques à Parme. Le relèvement des données a été conduit sur presque deux-cents stations distribuées aux différentes altitudes dans chaque vallé de la chaîne des Alpes Occidentales, et l'on a utilisé les indications sur la hauteur de la couche neigeuse journalière durant les années de dix-neuf cent vingt-cinq à dix-neuf cent cinquante. Afin que les données de notre recherche soient faciles à confronter et à représenter en diagramme nous avons adopté la méthode suivante.

Le nombre total des jours de l'année a été divisé en pentades, c'est à dire des périodes de cinq jours, à partir du premier jenvier: on a ainsi obtenu soixante-douze pentades. Pour chaque station et pour chaque année on a ensuite calculé dans quelle pentade commença et dans quelle prit fin la période d'enneigement sans interruption: ces périodes ont été signalées par les numeros de leurs respectives pentades.

Pour chaque année on a encore calculé la pentade de début et de fin de l'enneigement par intervalles altimétriques de 200 mètres chacun, à partir de 300 mètres sur le niveau de la mer: bien entendu on a groupé dans chaque zone altimétrique de 200 mètres toutes les stations y contenues et l'on a calculé la moyenne des valeurs correspondantes. Cela nous a permis d'établir pour chaque année la variabilité en altitude, c'est à dire le déplacement altimétrique, de la limite temporaire des neiges.

De même nous avons procédé considérant, toujours pour chaque bande altimétrique, toutes les valeurs de la période de vingt-cinq ans et nous avons ainsi obtenu une valeur moyenne pour un long délai de temps que nous avons appelé "périodale".

Un soin particulier nous l'avons dédié au choix des zones géographiques mineures dans lesquelles diviser la chaîne des Alpes, car un intérêt spécial pouvait être offert par la recherche des différences probables dans les oscillations de cette limite d'un secteur à l'autre des Alpes Occidentales.

Une recherche idéale devrait permettre d'établir la variation de la limite dans chaque bassin hydrographique: cependant cela n'est pas possible à cause du nombre restreint des stations météorologiques et surtout à cause de l'inégalité des périodes d'observation, de sorte que pour quelques vallées on ne peut pas avoir une série complète de valeurs altimétriques. Par conséquent nous avons visé de grouper plusieurs bassins hydrographiques. Pour faire cela on est parti de la considération qu'il vaudrait mieux distinguer en sous-secteurs les zones ayant des caractères hydrologiques assez semblables.

Ayant révisonné toutes les cartes annuelles des pluies on a remarqué que la vallée d'Aoste, le groupe des vallées depuis le Canavese jusqu'au Chisone, les vallées du Pô et celles de la Stura de Cuneo sont bien différentes entre elles en ce qui concerne la quantité des précipitations. On a donc groupé les bassins dans quatre groupes:

- 1° section: Tanaro, Stura,
- 2° section: Maira, Varaita, Po, Pellice, Chisone,
- 3° section: Dora, Riparia, Stura de Lanzo, Orco,
- 4° section: Dora Baltea.

Toutes les recherches que nous venons d'exposer ont été conduites suivant cette division en secteurs. Enfin ayant examiné toute la chaîne des Alpes Occidentales, on a calculé les moyennes convénables entre les valeurs trouvées pour les différents secteurs. Sur ces données numériques on a ensuite construit des diagrammes d'où ressortant les principaux caractères de la variation altimétrique de la limite étudiée.

De ces premières recherches on peut faire ces déductions:

1er. - Dans toute la chaîne des Alpes Occidentales italiennes la limite temporaire des neiges descend en automne beaucoup plus vite qu'elle ne remonte au printemps et en été: en effet, tandis qu'en automne elle descend de deuxmille neuf-cent mètres au niveaux des plaines en cent-cinq jours, à la vitesse moyenne de cent-soixante mètres par semaine, au printemps elle remonte des plaine au niveau maximum en cent-soixante jours, à la vitesse de cent-dix mètres environ par semaine.

2me. - Tout en relevant ce même fait dans chaque secteur il faut pourtant observer que lorsqu'on se transfère des Alpes de la Ligurie aux Alpes Graie, côté italiennes, la durée de la phase d'enneigement et la durée de la phase d'épuisement de la couche neigeuse augmente sensiblement: en effet le durées de deux phases exprimées en jours pour les quatre secteurs sont les suivantes (à partir des Alpes Liguriennes):

- phase d'enneigement: trente-cinq, quarante-cinq, soixante-dix, cent-cinq jours,
- phase d'épuisement: soixante-dix, cent, cent-cinquante jours.

3me. - C'est au mois de novembre qu'on a la plus grande variation altimétrique de la limite dans toute la chaîne des Alpes, quisqu'elle descend justement de deux-mille deux-cents mètres à douze-cents mètres.

4me. - En analysant le mouvement de la courbe d'épuisement on remarque un fait curieux: c'est que dans chaque secteur, aussi bien que dans toute la chaîne des Alpes, la phase d'épuisement de la couche neigeuse ne procède pas avec régularité en rapport à son altitude, mais il y a des niveaux (par exemple celui entre deux-mille et deux-mille deux-cents mètres) où la couche disparaît plus rapidement et d'autres où elle reste plus longtemps.

Nous croyons que ce fait, ayant un caractère d'anomalie, ne dépend pas tellement d'une différente valeur absolue de la précipitation neigeuse ou de sa densité dans cet intervalle altimétrique, mais plutôt des différentes conditions topographiques. Nous ne pouvons tout de même pas oublier qu'aux divers niveaux des Alpes existent des aires plaines assez étendues, des terrasses orographiques étant des résidus d'anciens fonds de vallées, qui interrompent l'uniformité des versants montueux.

Où le versant est incliné la neige disparaît plus vite, parce que l'insolation y forme des angles plus accentués, tandis que pour les versants plats les rayons du soleil, rasant la surface, sont d'une efficacité moindre.

En ce qui concerne la vitesse de descente et de montée de la limite, c'est d'un certain intérêt le confront avec les données offertes pour le bassin de la vallée de l'Inn, en Autriche, où l'on a calculé qu'elle descend en automne de quarante mètres par semaine et remonte au printemps de cent mètres par semaine. Dans cette vallée les valeurs sont plus basses que dans les nôtres, donc la vitesse d'oscillation est inférieure, puisque nos données ont été calculées pour l'ensemble du versant ouvert à sud-est d'une grande chaîne montueuse.

Ce sont là, en quelques lignes, les faits principaux que nos études préliminaires nous ont permis de constater. Nous sommes certains que d'autres particularités pourront ressortir de nos prochaine études, surtout en ce qui concerne chacun des bassin. Nous sommes pourtant en devoir d'avertir que tout étant nombreuses les stations où nous avons puisé et nous puiserons à l'avenir nos recherches, elles ne constituent malheureusement pas encore un réseau suffisamment serré pour en tirer des

déductions plus exactes, comme il serait souhaitable. Comme nous le savons tous les études sur l'enneigement présentent beaucoup d'incertitudes, étant donné que la neige, bien plus que la pluie, est soumise à l'action de plusieurs facteurs agissant d'une façon bizarre, pas tou-

jours possible à contrôler, et l'un d'entre eux très important et à mouvement irrégulier c'est précisément le vent.

Les deux diagrammes que nous présentons ici résumant graphiquement ce dont nous venous de parler. Dans la gravure de gauche la courbe ascendente (à gauche) montre la phase de mouvement vers le haut de la limite temporaire de la neige pendant les mois de printemps dans toute la chaîne des Alpes Occidentales italiennes, tandis que la courbe descendante montre le mouvement vers le bas, c'est à dire vers les plaines, de la limite des neiges pendant les mois d'automne.

La diagramme de droite montre, par des segments horizontaux et par une courbe d'interpolation, la durée moyenne de la couche neigeuse en fonction des différentes altitudes, à partir de trois-cents mètres sur le niveau de la mer, jusqu'au niveau de la limite climatique des neiges c'est à dire à deux-mille neuf-cents mètres environ d'altitude. Dans les deux diagrammes on peut voir les anomalies que nous avons signalées.

Nous souhaitons toutefois pouvoir présenter, par la suite, une étude sur les oscillations de cette limite temporaire des neiges qui soit conduite d'une manière spécifique pour chaque vallée italienne des Alpes.

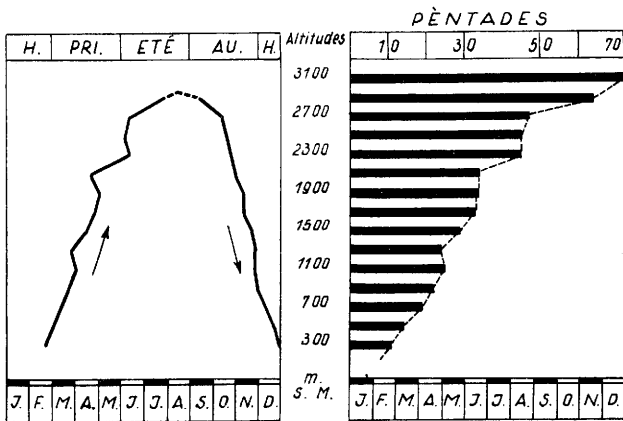


Fig. 1
Limite temporaire des neiges (à gauche) et
enneigement (à droite)

5.11. Schneeverhältnisse der Hohen Tatra

von

Nikolaus Konček

Zusammenfassung

Die Schneeverhältnisse im Gebiet der Hohen Tatra werden auf Grund meist 30jähriger Beobachtungen von 14 Stationen eingehend untersucht. An den Süd- und Südosthängen des Gebirges erfolgt an der Lee-seite die Zunahme der Tage mit Schneedecke in Übereinstimmung mit der von Conrad aufgestellten empirischen Formel; für die Luvseite an den Nordhängen gibt dagegen die von Chomicz für die polnische Seite der Karpathen ermittelte Formel bessere Resultate. Die Unterschiede in den Schneeverhältnissen der Süd- und der Nordhänge des Gebirges sind sehr wesentlich. In einer Seehöhe von rund 1000 m liegt an den Nordhängen eine dauerhafte Schneedecke um 16 Tage länger als an den Südhängen, die durchschnittliche Schneehöhe erreicht im Februar im Norden 48 cm, im Süden nur 34 cm; eine Schneehöhe von 20 cm und darüber tritt im Norden an 90, im Süden dagegen nur an 61 Tagen auf.

Schnee kann gelegentlich ab 1000 m aufwärts zu jeder Jahreszeit fallen und ab 1300 m kann sich auch im Hochsommer vorübergehend eine Schneedecke ausbilden. Bis zu einer Höhe von 1300 m erreicht die Schneedecke im Mittel ihren größten Wert im Februar, in höheren Lagen im März.

Abstract

According to the results of mostly 30 years' duration in the observations of 14 meteorological stations, there is given here a detailed analysis of the snow-conditions in the region of the High Tatras. On the southern and south-eastern slopes of the mountain chain the number of days with snow-cover increases with the height, in accordance with the empirical formula of Conrad. On the windward side of the northern slopes better results are given by Chomicz's formula ascertained on the Polish side of the Carpathians. The differences in the snow-conditions on the southern and northern slopes of the chain are essential. At a height of about 1000 m above sealevel the snow-cover lasts 16 days longer on the northern than on the southern slopes. There is in February an average of 48 cm of snow-cover in the north and 34 cm in the south. The thickness of snow-cover of 20 cm and more lasts 90 days in the north and 61 days only in the south.

Snow may occasionally fall from 1000 m above in any season of the year and from 1300 m above there may be a snow-cover in the warmest summer-months though, only temporarily. Up to a height of 1300 m the snow-cover is highest on an average in February, and in the higher regions in March.

Résumé

Pour la région des Hautes Tatras, on donne une analyse détaillée des conditions de neige, en se basant pour la plupart sur des observations de 30 ans faites à 14 stations. Aux pentes orientées vers le sud et le sud-est de la montagne, le nombre des jours avec une couverture de neige augmente à l'abri du vent d'après la formule empirique de Conrad. D'autre part, la formule de Chomicz constatée pour le côté polonais des Carpathes donne de meilleurs résultats pour les pentes septentrionales orientées vers le vent. Les différences des conditions de neige aux pentes méridionales et septentrionales de la montagne sont très considérables. A la hauteur de ca. 1000 m au-dessus de la mer, on trouve une couverture de neige stable aux pentes septentrionales durant 16 jours de plus qu'aux pentes méridionales. La hauteur moyenne de la couche de neige atteint en février 48 cm au nord et seulement 34 cm au sud; en outre on aperçoit une épaisseur de la couche de neige de 20 cm et davantage pendant 90 jours au nord, au sud elle n'est observée que pendant 61 jours.

Il arrive quelques fois à partir d'une altitude de 1000 m que la neige tombe dans toutes les saisons de l'année, à partir de 1300 m une couverture de neige éphémère peut se former même au milieu de l'été. Jusqu'à la hauteur de 1300 m, la couverture de neige atteint son maximum en moyenne en février, aux parties plus hautes en mars.

Das eigentliche Gebiet der Hohen Tatra erstreckt sich auf einer verhältnismäßig kleinen Fläche im nördlichen Teil der Karpathen an der tschechoslowakisch-polnischen Grenze. Die Gesamtlänge des Gebirgszuges erreicht kaum 25 km, wobei die Gipfel des Hauptkammes vielfach eine Höhe von 2500 m überschreiten; der höchste Gipfel — die Gerlsdorfer Spitze — erreicht eine Seehöhe von 2663 m. Der Hauptkamm verläuft von West nach Ost, wobei er im mittleren Teil einen Knick aufweist und weiter von Südwest gegen Nordost seine Fortsetzung findet. Bei der vorherrschenden nordwestlichen Luftströmung in diesem Teil Mitteleuropas stellen also die Nord- und Nordwesthänge eine ausgeprägte Luvseite dar, während die Süd- und Südosthänge im Lee des Gebirges liegen.

Die Niederschlagsverhältnisse im Bereich der Hohen Tatra weisen einen deutlich ausgeprägten kontinentalen Charakter auf. Das Minimum der Niederschläge entfällt meist auf den Februar, in den höchsten Gebirgslagen auf den März, das Maximum bringt durchwegs der Juli. Dabei erreicht die Jahresmenge des Niederschlags in den hoch gelegenen inneren Gebirgs-

tälern in einer Seehöhe von über 2000 m rund 2000 mm und sinkt an den Leehängen am Gebirgsfuß bis auf 600 mm ab, während die West- und namentlich Nordhänge wesentlich niederschlagsreicher sind. Die von der Adria auf das Festland eindringenden Störungsfronten bringen gelegentlich besonders im Winterhalbjahr an den Südhängen der Fatra, der Niederen Tatra und des Slowakischen Erzgebirges sehr ergiebige Niederschläge, die aber im Bereich der Hohen Tatra sich bereits wesentlich abgeschwächt geltend machen. Die Unterschiede in der Niederschlagsverteilung zwischen der Nord- und Südseite des Gebirges äußern sich auch sehr deutlich in den Schneeverhältnissen.

Zu dieser Untersuchung wurden die Beobachtungen von insgesamt 14 Stationen benutzt, die sich im wesentlichen auf die 30jährige Beobachtungsreihe der Winter 1921/22 bis 1950/51 stützen.

Als Wintersaison kann in einer Seehöhe von 1000 m die Zeitspanne von Ende Oktober bis zur zweiten Aprildekade angesehen werden. Dies sind der mittlere Beginn und das mittlere Ende der Schneedecke in dieser Höhe. Im Zipser Becken, am Fuß des Gebirges, in einer Seehöhe von 620 bis 650 m ist die Wintersaison nach dieser Definition rund um einen Monat kürzer, in einer Seehöhe von 1400 m dagegen bereits um einen Monat länger.

Der erste Schneefall tritt im Durchschnitt am Boden des Zipser Beckens in den letzten Oktobertagen ein, während der letzte Schneefall durchschnittlich auf die zweite Aprilhälfte entfällt. In einer Seehöhe von 1000 m tritt der erste Schneefall um 20 Tage früher und der letzte um 15 Tage später auf als im Zipser Becken. In extremen Fällen der einzelnen Jahre verschieben sich diese Termine um rund einen Monat vorwärts und rückwärts. In Seehöhen von rund 1000 m kann Schnee gelegentlich auch in der wärmsten Jahreszeit fallen, wie dies am 12. Juli 1930 in Javorina am Nordhang und am 25./26. Juli 1939 verbreitet im westlichen und nördlichen Teil des Gebirges der Fall war. Im ganzen muß durchschnittlich im Zipser Becken mit 30 — 40 Tagen mit Schneefall gerechnet werden, während in einer Höhe von 1500 m diese Zahl 90 Tage überschreitet und nach Angaben aus einer kürzeren Beobachtungsreihe am Steinbachsee in einer Höhe von 1778 m und auf der Lomnitzer Spitze in einer Höhe von 2635 m noch weiter bis auf 168 Tage anwächst.

Eine zusammenhängende Schneedecke bildet sich durchschnittlich zum ersten Mal in den tieferen Lagen des Zipser Beckens gegen das Ende der ersten Novemberdekade aus, während das durchschnittliche Datum der letzten Schneedecke auf den 5. April entfällt. In einer Höhe von 1000 tritt die erste Schneedecke um rund 10 Tage früher auf, während sich das Datum der letzten Schneedecke um rund 15 Tage verspätet. Angefangen von einer Seehöhe um 1300 m kann sich ganz vorübergehend eine Schneedecke auch im wärmsten Hochsommer ausbilden, wie dies z. B. in Strbské Pleso am 26. Juli 1939 der Fall war.

Außer der Zeitspanne zwischen dem ersten und letzten durchschnittlichen Tag mit einer Schneedecke, sowie der effektiven Anzahl der Tage mit einer zusammenhängenden Schneedecke, wurde in dieser Bearbeitung noch der Begriff einer andauernden Schneedecke eingeführt. Als andauernde Schneedecke wurde eine winterliche Schneedeckenperiode angesehen, die eine Unterbrechung von höchstens 3 Tagen aufweisen kann, wobei es gleichgültig ist, ob diese Unterbrechung in 3 einzelnen Tagen oder an nacheinander folgenden Tagen auftritt. Nach dieser Definition steigt die Zahl der Tage mit einer andauernden Schneedecke von 60 Tagen im Zipser Becken bis über 100 Tage in einer

Höhe von 1000 m und über 160 Tage in einer Höhe von 1500 m. Nach den Beobachtungen einer kürzeren Reihe überschreitet die Zahl der Tage mit einer andauernden Schneedecke am Steinbachsee in 1778 m 180 Tage und im Gipfel der Lomnitzer Spitze 230 Tage.

Die maximale Höhe der Schneedecke wird bis zu Höhenlagen von 1300 m im Februar erreicht, in Lagen über 1300 m Seehöhe verschiebt sich das Maximum durchwegs auf den März. Die absolut größten Schneehöhen, die im Gebiet der Hohen Tatra überhaupt erreicht wurden, schwanken von 73 cm im schneeärmsten Gebiet am Fuß der Leehänge bis rund 400 cm in höher gelegenen Tallagen. Über der oberen Waldgrenze wird der Schnee besonders in windigen Lagen oft weggeweht, so daß die Messung der Schneehöhe dort auf sehr große Schwierigkeiten stößt. Dies gilt besonders für die Umgebung des Steinbachsees, wo oft Fallwinde auftreten, die bereits eine Momentangeschwindigkeit von 250 Stundenkilometern erreicht haben.

Sehr deutlich kommen die Unterschiede zwischen den Nord- und Südhängen zum Vorschein. So hat der Ort Javorina am Nordhang in einer Höhe von 1014 m gegenüber Sary Smokovec am Südhang in 1018 m, also praktisch in derselben Höhe, folgende Abweichungen in den wichtigsten Charakteristiken. Die Gesamtperiode mit Schneefall beträgt in Javorina 221, in Sary Smokovec 210 Tage, eine Schneedecke liegt in Javorina insgesamt innerhalb von 184, in Sary Smokovec von 172 Tagen. Eine andauernde Schneedecke liegt in Javorina an 123, in Sary Smokovec nur an 107 Tagen. Im Februar beträgt die mittlere Höhe der Schneedecke in Javorina 48, in Sary Smokovec 34 cm. Die absolut höchste Schneedecke, die während der ganzen 30jährigen Periode beobachtet wurde, betrug in Javorina 140 cm, in Sary Smokovec 110 cm. Die Anzahl der Tage mit einer Schneedecke von 10 cm und darüber beträgt in Javorina 110, in Sary Smokovec 91 Tage; die Anzahl der Tage mit einer Schneedecke von 20 cm und darüber beträgt in Javorina 90, in Sary Smokovec 61 Tage. Aus diesem Vergleich ist der Unterschied in den Schneeverhältnissen der Luv- und Leehänge deutlich ersichtlich.

Was den Zusammenhang zwischen der Seehöhe und der Anzahl der Tage mit einer Schneedecke anlangt, so ergibt sich für die Südhänge eine von Conrad für die Ostalpen empirisch festgestellte Abhängigkeit, welche durch die Formel $D = 23 + 0,1h$ gegeben wird, wobei D die effektive Zahl der Tage mit einer Schneedecke und h die Seehöhe des Ortes in Metern angibt. Für die Nordhänge der Hohen Tatra ergibt sich ein von Chomicz für die polnischen Karpathen festgestellter Zusammenhang, welcher durch die Formel $D = 48 + 0,1h$ ausgedrückt ist.

Die Resultate dieser Untersuchung, die unter Mitwirkung von Herrn Briedoň aus dem Hydrometeorologischen Institut in Bratislava durchgeführt wurde, werden demnächst in der Zeitschrift der Slowakischen Akademie der Wissenschaften „Geografický časopis“ veröffentlicht werden.

Diskussionsbemerkung

F. Lauscher: Man vergleiche vom klimatischen Standpunkte folgende Beträge der durchschnittlichen wöchentlichen Höhenänderung der Schneegrenze in m:

	Winteranfang	Winterende
Karpathen	280	180
Ostalpen	250	150
Italien	160	110

5.12. Contribution à la connaissance de la distribution altimétrique de la durée de l'enneigement dans les Alpes françaises du Nord

par

André Poggi

(avec 11 figures et 4 tableaux dans le texte)

Résumé

Après avoir défini la durée de l'enneigement, les lois de distribution de la durée du manteau neigeux en fonction de l'altitude pour les différentes zones des Alpes Françaises du Nord ont été établies et justifiées.

Dans une deuxième partie, les résultats ont été comparés et un essai d'interprétation exposé.

Enfin, dans une troisième partie, les lois définies dans la 1ère partie et valables pour des altitudes inférieures à 2.000 m ont été extrapolées.

Zusammenfassung

Nach Definierung der Dauer der Schneedecke wurden den Gesetze über die Dauer der Schneedecke je nach Höhe der verschiedenen Zonen der nördlichen französischen Alpen ausgearbeitet und begründet.

Im zweiten Teil erfolgte ein Vergleich der Ergebnisse und der Versuch ihrer Auslegung.

Schließlich wurden im dritten Teil die im ersten Teil ausgearbeiteten Gesetze, die für Höhen unterhalb 2000 m gültig sind, auf größere Höhen übertragen.

Abstract

After defining the duration of the snowpack (snow cover), the laws concerning the distribution of the snowpack as a function of altitude for several zones of the northern French Alps are established and justified.

In the second part, the results are compared and an attempted interpretation is presented.

In the last part, the laws determined in the first part for altitudes less than 2000 m. are extrapolated for higher altitudes.

La présente contribution à la connaissance des lois de la distribution altimétrique de la durée du manteau neigeux dans les Alpes françaises du Nord ne prétend pas être définitive. La période étudiée réduite à 5 ans (Octobre 1952 à Septembre 1957) est trop brève pour permettre l'expression de conclusions susceptibles d'être généralisées; en outre, le total des stations retenues, une cinquantaine environ, s'est avéré nettement insuffisant.

Il est facile d'éliminer ces deux restrictions; la présente étude n'est donc qu'une esquisse d'un travail plus vaste qui sera entrepris ultérieurement. La solution de certaines difficultés ne paraît pas aussi simple.

Definition de la durée

Il s'agit avant tout de définir la durée du manteau neigeux: deux conceptions sont possibles:

- a) la durée du manteau neigeux est la période obtenue en faisant la somme de toutes les journées où le sol a été, partiellement ou totalement, couvert de neige.
- b) la durée du manteau neigeux se limite uniquement à la période continue au cours de laquelle le sol a été en partie ou totalement couvert de neige. Cette définition élimine, par conséquent, les périodes qui peuvent précéder ou suivre cette période continue.

Nous avons adopté la première définition et avons évidemment retenu l'année hydrologique débutant le 1er Octobre et se terminant le 30 Septembre. Il est évident qu'à partir d'une altitude suffisamment élevée la première définition n'a plus de raison d'être.

Les durées retenues dans la présente étude représentent en général la totalité des journées où une couche de neige a été observée aux alentours du jalon servant à mesurer l'épaisseur du manteau neigeux. En effet, si certains observateurs donnent quelques indications sur l'état de la couche de neige au sol dans leur région, d'autres, par contre, se bornent à considérer la seule couche nivale aux alentours immédiats de la perche à neige et, en conséquence, la présence d'une couche persistante ne sera pas forcément indiquée à partir du moment où la neige aura disparue aux abords immédiats du jalon.

Precision des mesures

Nous disposons pour déterminer les mesures de la durée de la couche neigeuse des bulletins hebdomadaires du Centre Hydrométéorologique Alpes, que M. Martel, Directeur du Centre, a bien voulu mettre à notre disposition ce dont nous le remercions très vivement.

Ces bulletins comportent, en plus des renseignements météorologiques divers tels que précipitations, températures et description sommaire du temps, une case destinée à recevoir la mesure de l'épaisseur de la couche de neige au sol existant le dimanche matin.

Il est donc relativement aisé de déterminer le début d'une période d'enneigement, de compter ensuite le total des semaines au cours desquelles cette neige a persisté, mais il est beaucoup moins facile de déter-

miner la fin de la période. En effet, si quelques observateurs particulièrement consciencieux indiquent le jour de disparition de la neige, il n'est pas de même pour tous. Il est alors nécessaire de fixer plus ou moins arbitrairement la date de fin du manteau. Cette date est fonction de l'épaisseur de la couche existant le dernier dimanche de la période et de la température qui a régné au cours des jours suivants et évidemment des précipitations possibles.

L'erreur absolue sur la mesure de chaque période est donc au maximum de 6 jours. Compte tenu des remarques ci-dessus, cette erreur doit être réduite à un ou deux jours au maximum.

Dans le cas d'une longue période, 100 jours par exemple, une erreur relative de 6% apparaît comme un maximum, l'erreur probable étant de 2%, ce qui est acceptable.

Mais il n'en est plus de même lorsque la durée totale d'enneigement se compose de périodes nombreuses et brèves. L'erreur relative est alors importante. En supposant 5 périodes de 10 jours et en admettant pour chaque mesure une erreur absolue de 2 jours, l'erreur relative sur la durée totale est de 20%.

Il paraît donc souhaitable que la date de la fin de la période d'enneigement soit nettement indiquée.

Limite altimétrique

Les jalons sont implantés dans des lieux habités donc situés à une altitude rarement supérieure à 2.000 mètres. La connaissance de la durée d'enneigement pour les hautes altitudes serait fort intéressante et permettrait, par extrapolation, de connaître l'altitude de la limite climatique des neiges.

Nous donnons à la fin de cette étude un ordre de grandeur de la durée de l'enneigement pour les hautes altitudes.

Insuffisance numérique des données de base

On ne saurait prétendre connaître l'enneigement d'une région, même limitée, par la connaissance de l'état du manteau en un point. Toutefois, en ce qui nous concerne, à savoir la durée du manteau, cette question présente moins d'importance que dans l'étude de l'enneigement proprement dit. Mais il est évident que l'exposition de l'emplacement où sont effectuées les mesures intervient, il nous est difficile d'en tenir compte.

Il est donc souhaitable de reprendre ce travail en utilisant la totalité des renseignements disponibles.

Nous étudierons successivement, dans les pages suivantes, la distribution de la durée de l'enneigement en fonction de l'altitude dans les Préalpes, le Sillon Alpin, Les Massifs Centraux et la Zone intra-alpine. Nous justifierons cette division en admettant le point de vue de Bénévent: la différence de régime thermique dans les Alpes du Nord est sensible de l'Est à l'Ouest et presque nulle du Nord au Sud.

Dans une deuxième partie nous avons fait une étude comparative des résultats obtenus et, enfin, dans une troisième partie nous donnons une loi possible de la distribution de la durée de l'enneigement entre 0 et 3.000 mètres.

Nous donnons ci-dessous la signification des symboles et abréviations utilisées:

E : ensemble dont est extrait l'échantillon soumis à l'analyse

x_i : altitude exprimée en hectomètres

y_i : durée moyenne de l'enneigement exprimée en jours, au cours de la période (1952 — 1957)

n : nombre de termes de la population

\bar{x} : moyenne arithmétique de la population des x

\bar{y} : moyenne arithmétique de la population des y

b : coefficient de régression

r : coefficient de corrélation linéaire

r' : coefficient de corrélation estimée

r : nombre de degrés de liberté

σ : écart type

S : écart type estimé

S_{yx} : écart type lié

$\delta = \pm 1,28 S_{yx}$ = distance des droites Δ_1 et Δ_2 à la droite de régression (mesurée parallèlement à Oy) sous l'hypothèse d'une distribution suivant la loi normale telles que 80% des termes de la population soient à l'intérieur du domaine limité par Δ_1 et Δ_2

Etablissement des droites de régression

Les Préalpes

Nous disposons pour l'étude de la durée de l'enneigement dans les Préalpes de 8 stations dont les altitudes varient de 590 mètres à 1.200 mètres. Du Nord au Sud, nous avons dans les Massifs du Chablais et du Giffre : Habère Poche (1.100 m), Abondance (1.000 m), Le Biot (780 m), Les Gets (1.200 m).

Dans le Massif des Bauges: Lescheraines (590 m).

Dans la Chartreuse: St Hilaire du Touvet (1.150 m) et enfin dans le Vercors: Engins (830 m) et Villard de Lans (1.050 m). Ce choix nous paraît nettement insuffisant mais nous devons néanmoins nous en contenter pour le moment.

Les tableaux 1 et 1a donnent respectivement les périodes d'enneigement au cours de chacune des années, les durées d'enneigement ainsi que la durée moyenne pour chacune des stations. Soient x_i et y_i les durées, nous admettons l'hypothèse suivante: La population dont nous disposons est extraite d'un ensemble E contenu dans un domaine limité à l'ensemble des Préalpes, et distribué suivant la loi normale à 2 variables.

Il ne paraît pas absurde, a priori, de supposer que vu le faible intervalle de variations des x_i il existe une relation linéaire entre les 2 paramètres.

Soit $y - \bar{y} = b(x - \bar{x})$ [1] la relation linéaire. Nous utilisons, pour déterminer b, la méthode des moindres carrés. Le calcul nous donne: $\bar{x} = 97,0$ $\bar{y} = 9,6$ $b = 10,79$. En portant ces valeurs dans la relation [1] on obtient: $y = 10,79 x - 6,6$, r étant le coefficient de corrélation linéaire nous calculerons r' par la relation suivante: $r'^2 = \frac{(n-1)r^2 - 1}{n-2}$ on rappellera que

$$r^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}$$

Nous trouvons $r' = 0,66$. Il s'agit de voir si r' est significatif ou non c'est à dire si la valeur obtenue caractérise ou non une liaison linéaire.

Nous disposons pour ce test de la table de distribution des coefficients de corrélation de Fisher. Avec $r = 6$ la table de Fisher nous donne une probabilité $P = 0,05$ pour r d'être en module supérieur ou égal à 0,71.

Tab. 1
Périodes d'enneigement

Stations	1952—1953	1953—1954	1954—1955	1955—1956	1956—1957
Terramont 1100 m	31 O.—2 N. 7 N.—11 A. 14 A.—18 A.	2 N.—4 N. 26 D.—24 Mars 6 A.—19 A.	16 N.—17 N. 28 N.—1 D. 5 D.—11 J. 19 J.—21 J. 2 F.—23 Mars	24 N.—30 N. 10 D.—12 D. 20 D.—17 Mars 22 M.—23 Mars 5 A.—12 A. 16 A.—19 A.	5 O.—10 O. 25 O.—4 D. 19. D.—21 D. 25 D.—14 Mars 11 A.—17 A. 6 Mai—9 Mai
Abondance 1000 m	22 O.—23. O. 31 O.—17 Mars 4 Mai—5 Mai 18 A.—23 A. 29 A.—30 A. 2 Ju.—3 Ju.	2 N.—3 N. 20 N.—21 N. 25 N.—24 Mars 31 M.—2 A. 15 A.—21 A. 3 Mai—5 Mai	7 O.—8 O. 15 N.—18 N. 28 N.—2 D. 5 D.—11 J. 17 J.—31 Mars	24 N.—12 D. 20 D.—24 Mars 5 A.—12 A. 16 A.—21 A.	5 O.—10 O. 25 O.—15 N. 25 N.—15 Mars 11 A.—13 A. 6 Mai—8 Mai
Le Biot 780 m	7 O.—25 O. 3 D.—10 D. 14 D.—23 D. 26 D.—6 Mars 11 M.—12 Mars 13 A.—17 A.	25 O.—10 F. 1 M.—4 Mars 5 M.—9 Mars 5 A.—9 A. 15 A.—18 A.	5 D.—14 D. 24 D.—28 D. 1 J.—6 J. 21 J.—22 J. 6 F.—22 Mars	24 N.—29 N. 30 D.—17 J. 31 J.—29 F. 5 A.—9 A. 17 A.—18 A.	25 O.—6 N. 25 N.—26 N. 28 N.—5 D. 26 D.—3 J. 10 J.—28 J. 15 F.—24 F. 26 F.—1 Mars 11 A.—13 A.
Les Gets 1200 m	30 O.—4 A. 15 A.—16 A.	2 N.—5 N. 20 N.—21 N. 25 N.—10 A. 15 A.—17 A. 3 Mai—5 Mai	7 O.—9 O. 15 N.—17 N. 28 N.—8 A.	24 N.—8 D. 10 D.—13 D. 17 D.—31 Mars 5 A.—10 A. 16 A.—21 A.	5 O.—12 O. 25 O.—8 N. 11 N.—23 N. 11 A.—13 A. 7 Mai—8 Mai
Lescheraines 590 m	8 N.—11 N. 16 N.—26 N. 14 D.—4 Mars 11 M.—12 Mars 4 A.—5 A. 15 A.—16 A.	20 D.—21 D. 24 D.—22 J. 27 J.—16 F. 19 F.—21 F. 1 M.—9 Mars 19 A.—20 A. 3 Mai—4 Mai	5 D.—11 D. 22 D.—26 D. 2 J.—11 J. 19 J.—20 J. 12 F.—21 Mars	24 N.—1 D. 22 D.—23 D. 1 J.—6 J. 9 J.—12 J. 26 J.—27 J. 30 J.—1 Mars 22 M.—23 Mars 5 A.—6 A. 17 A.—19 A.	26 O.—1 N. 26 N.—27 N. 29 N.—7 D. 27 D.—3 J. 11 J.—2 F. 11 F.—12 F. 18 F.—25 F. 7 Mai—8 Mai
St. Hilaire du Touvet 1150 m	30 O.—29 N. 14 D.—25 Mars 4 A.—5 A.	1 N.—3 N. 20 D.—20 Mars 21 M.—22 Mars 5 A.—13 A. 19 A.—20 A. 3 Mai—7 Mai	28 N.—29 N. 6 D.—15 J. 16 J.—17 J. 5 F.—26 Mars 31 M.—2 A.	24 N.—30 N. 30 D.—14 J. 23 J.—5 Mars 21 M.—24 Mars 2 A.—3 A. 5 A.—8 A.	5 O.—7 O. 25 O.—12 N. 27 N.—11 D. 26 D.—31 J. 10 F.—16 F. 17 F.—26 F.
Engins 830 m	8 N.—12 N. 17 N.—25 N. 12 D.—3 Mars 11 M.—12 Mars 14 A.—17 A.	2 N.—3 N. 25 D.—14 J. 26 J.—13 F. 19 F.—25 F. 4 M.—12 Mars 5 A.—6 A.	5 D.—11 D. 12 D.—13 D. 22 D.—25 D. 2 J.—4 J. 19 J.—20 J. 13 F.—15 Mars	24 N.—30 N. 30 D.—13 J. 31 J.—3 Mars 21 M.—22 Mars	26 O.—6 N. 25 N.—26 N. 28 N.—6 D. 26 D.—9 J. 12 J.—29 J. 10 F.—11 F. 18 F.—19 F. 20 F.—23 F.
Villard de Lans 1050 m	7 N.—23 N. 15 D.—12 Mars 14 A.—17 A.	2 N.—5 N. 25 D.—16 Mars	5 D.—15 D. 22 D.—4 J. 6 F.—7 F. 10 F.—11 F. 13 F.—16 Mars	24 N.—30 N. 30 D.—12 J. 30 J.—2 Mars 21 M.—22 Mars 5 A.—7 A.	26 O.—17 N. 28 N.—5 D. 28 D.—8 J. 12 J.—31 J. 6 F.—13 F. 18 F.—25 F. 12 A.—13 A.

Tab. 1a
Durée de l'enneigement

Stations	1952—1953	1953—1954	1954—1955	1955—1956	1956—1957	Moyenne
Lescheraines 590 m	99	65	61	57	58	68.0
Le Biot 780 m	122	66	68	60	67	76.6
Engins 830 m	97	54	43	52	55	60.2
Abondance 1000 m	158	105	123	129	144	131.8
Villard de Lans 1050 m	106	91	56	55	74	76.4
Terramont 1100 m	161	104	97	113	137	122.4
St-Hilaire du Touvet 1150 m	133	106	95	70	87	98.2
Les Gets 1200 m	158	117	138	137	161	142.2

C'est-à-dire que sous l'hypothèse $\rho = 0$ nous avons une probabilité de 0,95 pour r' d'être compris dans l'intervalle $(-0,71, 0,71)$.

La valeur trouvée pour r' ne permet donc pas de conclure à l'existence d'une liaison linéaire entre les paramètres.

Nous rejetterons l'hypothèse que la population est extraite de l'ensemble E et nous supposerons que seuls les couples $x_i y_i$ symbolisés sur la figure 1 par un simple point, c'est-à-dire la population contenue dans domaine limité aux Préalpes de Savoie (s'étendant du Chablais aux Bauges) est extraite d'un ensemble E_1 contenu dans le domaine précédemment défini et distribué suivant la loi normale à 2 variables.

Soit $y - \bar{y} = b(x - \bar{x})$ [2] l'équation de la droite de régression. Le calcul nous donne les valeurs suivantes

$\bar{y} = 108,2, \bar{x} = 9,3, b = 12,94$ en portant ces valeurs dans la relation [2] on obtient $y = 12,94x - 12,1$ (fig. 1). Nous trouvons que $r' = 0,94$.

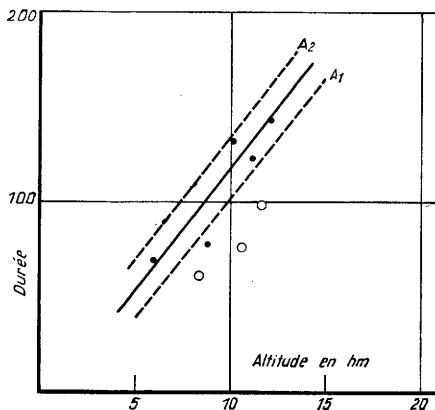


Fig. 1
Préalpes de Savoie
 $y = 12,94x - 12,1$ $S_y = 33,65$

La table de Fisher nous donne une probabilité $P = 0,02$ pour r d'être en module supérieur à 0,93. Par le seul jeu de l'échantillonnage avec $\nu = 3$ nous avons sous l'hypothèse $\rho = 0$ une probabilité égale à 0,98 pour r d'être compris dans l'intervalle $(-0,93, 0,93)$.

Donc r' extérieur à cet intervalle est significatif et nous pouvons admettre l'existence d'une liaison linéaire entre les 2 paramètres.

Nous avons $S_y = 33,65$ et $S_{yx} = \sqrt{1 - r^2} S_y = 11,78$. Dans l'hypothèse d'une distribution normale de moyenne \bar{y} et d'écart type lié S_{yx} nous allons déterminer les droites Δ_1 et Δ_2 telles que les probabilités soient respectivement 90% et 10% de trouver une durée $y > y_1$ et $y > y_2$ pour une valeur fixée de x, y_1 et y_2 étant les points d'intersection avec Δ_1 et Δ_2 de la parallèle à l'axe des y issue du point d'abscisse x fixée. Δ_1 et Δ_2 sont des parallèles à la droite de régression, à une distance de celle-ci mesurée parallèlement à l'axe de y et égale à $\delta = \pm 1,28 S_{yx} = \pm 15,08$.

Considérons maintenant l'échantillon constitué par les 3 couples symbolisés sur la figure par un point entouré d'un cercle (\odot) et supposons que cette population est extraite d'un ensemble E_2 contenu dans un domaine limité au Sud des Préalpes et également distribué suivant la loi normale à 2 variables.

Soit $y - \bar{y} = b(x - \bar{x})$ la relation linéaire, le calcul nous donne $\bar{y} = 78,3, \bar{x} = 10,1, b = 11,13$, soit $y = 11,13x - 34,1$.

Nous trouvons que $r' = 0,91$. Or pour $\nu = 1$ la table de Fisher nous donne la probabilité $P = 0,05$ pour r d'être en module supérieur à 0,997. Nous ne pouvons donc conclure à l'existence d'une liaison linéaire.

Le sillon alpin

Nous disposons des 8 stations suivantes:

- Grenoble (220 m)
- Annecy (450 m)
- Cluses (500 m)
- St Firmin (890 m)
- St Jean de Sixt (960 m)
- Megève (1.113 m)
- La Clusaz (1.150 m)
- et Champoléon (1.270 m)

Les tableaux 2 et 2a donnent respectivement les périodes d'enneigement et leur durée pour chacune des années, ainsi que la durée moyenne pour la période 1952 — 1957.

Tab. 2
 Periodes d'enneigement

Stations	1952—1953	1953—1954	1954—1955	1955—1956	1956—1957
Cluses 500 m	7 N.—21 N. 15 D.—16 D. 18 D.—20 D. 3 J.—4 J. 11 J.—28 J. 1 F.—25 F.	25 D.—27 D. 29 D.—17 J. 29 J.—10 F. 20 F.—21 F. 1 M.—2 Mars 5 M.—6 Mars 6 A.—7 A.	10 D.—12 D. 1 J.—3 J. 20 J.—21 J. 6 F.—7 F. 12 F.—22 F. 8 M.—9 Mars	24 N.—29 N. 1 J.—6 J. 9 J.—11 J. 31 J.—2 F. 8 F.—29 F.	27 O.—28 O. 28 O.—30 N. 25 D.—1 J. 10 J.—28 J. 18 F.—19 F. 20 F.—21 F. 6 Mai—7 Mai
Anancy 450 m	7 N.—11 N. 14 N.—15 N. 17 N.—24 N. 14 D.—24 D. 9 J.—28 J. 31 J.—20 F.	28 D.—14 J. 27 J.—10 F.	5 D.—6 D. 9 D.—10 D. 2 J.—11 J. 12 F.—11 Mars	1 J.—2 J. 9 J.—11 J. 1 F.—1 Mars	25 D.—1 J. 11 J.—31 J. 20 F.—21 F.
St. Jean de Sixt 963 m	30 O.—4 N. 7 N.—1 D. 11 D.—6 A. 13 A.—15 A.	2 N.—3 N. 25 D.—26 M. 7 A.—8 A. 4 M.—5 Mai	28 N.—29 N. 5 D.—2 F. 5 F.—8 F. 10 F.—29 Mars	24 N.—1 D. 20 D.—23 D. 30 D.—7 Mars 5 A.—10 A.	5 O.—9 O. 26 O.—20 D. 25 D.—20 Mars 12 A.—13 A. 7 Mai—8 Mai
Megeve 1113 m	30 O.—25 N. 12 D.—2 A. 13 A.—17 A.	2 N.—6 N. 27 D.—1 A. 5 A.—8 A. 3 M.—4 M.	28 N.—6 A. 18 Mai—19 Mai 14 S.—16 S.	7 O.—8 O. 24 N.—1 D. 10 D.—12 D. 20 D.—9 Mars 5 A.—12 A. 16 A.—21 A. 8 Ju.—9 Ju.	5 O.—13 O. 25 O.—10 N. 11 N.—17 N. 28 N.—13 D. 26 D.—19 Mars 11 A.—13 A.
La Clusaz 1150 m	2 O.—3 O. 30 O.—2 D. 11 D.—7 A. 9 A.—10 A. 13 A.—17 A. 28 A.—30 A.	2 N.—5 N. 20 D.—1 A. 5 A.—13 A. 15 A.—17 A.	28 N.—1 D. 6 D.—30 Mars 18 M.—20 Mai	6 O.—7 O. 24 N.—30 N. 10 D.—12 D. 20 D.—27 Mars 5 A.—10 A. 16 A.—20 A. 1 Mai—3 Mai 7 Ju.—9 Ju.	5 O.—10 O. 25 O.—22 Mars 11 A.—12 A. 6 Mai—7 Mai
Grenoble 223 m	8 N.—11 N. 17 N.—20 N. 15 D.—21 D. 30 D.—1 J. 4 J.—22 J. 1 F.—3 F. 8 F.—11 F.	3 D.—14 D. 26 D.—30 D. 1 F.—10 F.	2 J.—6 J. 13 F.—28 F. 7 M.—12 Mars	1 J.—2 J. 9 J.—10 J. 9 F.—10 F. 13 F.—18 F. 20 F.—21 F.	27 O.—28 O. 26 D.—30 D. 12 J.—14 J.
St. Firmin 890 m	7 N.—11 N. 16 N.—3 D. 12 D.—7 Mars	25 D.—26 D. 13 J.—16 J. 20 J.—22 J. 2 M.—10 Mars	5 D.—14 D. 2 J.—5 J. 19 J.—21 J. 3 F.—6 F. 16 F.—14 Mars	18 N.—19 N. 25 N.—29 N. 30 D.—16 J. 23 J.—24 J. 28 J.—24 F. 2 A.—3 A. 5 A.—6 A.	— — — — —
Champoleon 1271 m	30 O.—1 N. 7 N.—10 N. 15 N.—4 D. 11 D.—1 A. 13 A.—15 A.	2 N.—5 N. 25 D.—26 D. 13 J.—26 Mars 5 A.—12 A. 3 Mai—4 Mai	22 N.—25 N. 28 N.—1 D. 5 D.—26 Mars	18 N.—20 N. 24 N.—25 N. 21 D.—7 Mars 15 M.—16 Mars 21 M.—23 Mars 20 A.—4 A. 5 A.—7 A.	12 N.—13 N. 28 N.—29 N. 25 D.—29 D. 30 D.—15 Mars 10 A.—11 A.

Tab. 2a
Durée de l'enneigement

Stations	1952—1953	1953—1954	1954—1955	1955—1956	1956—1957	Durée moyenne
Grenoble 223 m	37	24	24	9	9	20,6
Anney 450 m	65	33	40	34	31	40,6
Cluses 500 m	65	42	20	37	31	39,0
St-Firmin 890 m	107	40	50	53	(40)	(58,0)
St-Jean de Sixt 963 m	151	96	112	86	150	119,0
Megeve 1113 m	144	112	132	104	134	125,2
La Clusaz 1150 m	161	119	122	123	157	136,4
Champoleon 1271 m	146	91	116	87	82	104,4

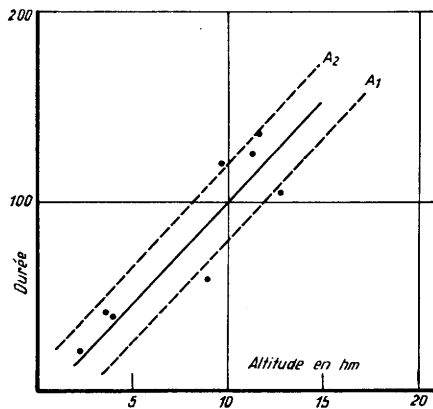


Fig. 2

Sillon alpin

$$y = 10,79 x - 8,1 \quad S_y = 45,65$$

Nous supposons que notre population est extraite d'un ensemble E distribué suivant la loi normale à 2 variables.

Nous admettrons l'existence d'une liaison linéaire entre les 2 paramètres x et y de la forme $y - \bar{y} = b(x - \bar{x})$ [3] et nous nous efforcerons de voir si cette relation est significative.

$$\bar{y} = 80,4, \bar{x} = 8,2, b = 10,79, S_y = 45,65.$$

L'équation de la droite de regression devient donc en portant l'originé à l'intersection des axes de coordonnées: $y = 10,79 x - 8,1$ (figure 2). Le coefficient de corrélation linéaire estimé $r' = 0,88$. Le table de Fisher nous donne au niveau $P = 0,01$ avec $\nu = 6$, la valeur 0,83 pour r d'être dépassée en module, or $r' = 0,88$, nous pouvons donc conclure à l'existence d'une liaison linéaire.

Nous avons $S_{yx} = \sqrt{1-r'^2} S_y = 15,8$ Dans l'hypothèse d'une distribution normale de moyenne \bar{y} et d'écart type lié S_{yx} nous pouvons déterminer δ . $\delta = \pm 1,28, S_{yx} = \pm 20,22$, δ étant la distance, mesurée parallèlement à 0_y , des droites Δ_1 et Δ_2 à la droite de regression. Les droites Δ_1 et Δ_2 ayant la même signification que dans les pages précédentes.

Massifs Centraux

Nous disposons dans la zone de Massifs Centraux des 17 stations suivantes:

- Vallorcine (1260 m)
- Le Tour (1460 m)
- Les Contamines-Montjoie (1200 m)
- Belleville (1210 m)
- La Girotte (1760 m)
- Arèches (1070 m)
- Le Bouchet (850 m)
- Fond de France (1100 m)
- Verney d'Allemont (772 m)
- Besse (1470 m)
- Bourg d'Oisans (720 m)
- Le Chambon (1050 m)
- Le Chazelet (1780 m)
- Villard d'Arènes (1650 m)
- Chantelouve (1000 m)
- Villard Loubières (1030 m)
- Les Portes (1265 m)

Les tableaux 3 et 3a donnent respectivement les périodes d'enneigement au cours de chacune des années, leur durée, ainsi que la durée moyenne pendant la période 1952—1957.

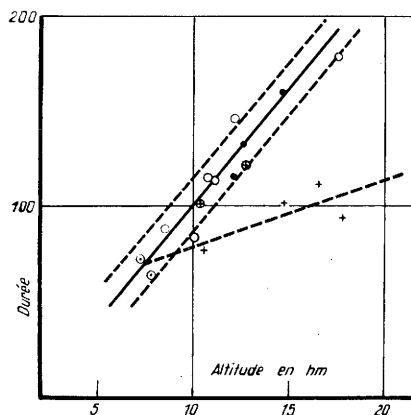


Fig. 3

Massifs Centraux

$$y = 11,10 x - 10,0 \quad S_y = 33,17$$

Tab. 3
Périodes d'enneigement

Stations	1952—1953	1953—1954	1954—1955	1955—1956	1956—1957
Vallorcine 1260 m	10 O.—11 O. 12 O.—13 O. 31 O.—1 N. 3 N.—4 N. 7 N.—30 N. 3 D.—3 A. 13 A.—16 A. 28 A.—29 A. 2 Ju.—4 Ju.	28 O.—31 O. 2 N.—4 N. 19 N.—1 A. 5 A.—10 A. 15 A.—22 A. 3 Mai—6 Mai	27 N.—28 N. 29 N.—30 Mars 18 Mai—19 Mai 21 Mai—24 Mai	6 O.—7 O. 21 O.—22 O. 24 N.—25 N. 10 D.—17 Mars 1 A.—11 A.	5 O.—13 O. 26 O.—3 N. 4 N.—7 N. 12 N.—17 N. 28 N.—14 D. 20 D.—22 D. 26 D.—1 F. 6 F.—13 Mars 24 M.—25 Mars 3 A.—4 A. 11 A.—13 A. 6 Mai—9 Mai
Le Tour 1460 m	1 O.—4 O. 14 O.—16 O. 30 O.—4 A. 6 A.—7 A. 9 A.—10 A. 13 A.—18 A. 28 A.—2 Mai	29 O.—31 O. 5 N.—7 N. 19 D.—20 D. 25 D.—27 A. 3 Mai—6 Mai 23 Mai—25 M.	28 N.—29 A. 18 Mai—20 Mai 21 Mai—23 Mai 14 S.—17 S.	7 O.—8 O. 24 N.—30 N. 10 D.—27 A. 1 Mai—3 Mai 8 Ju.—9 Ju.* * (25 cm de neige)	5 O.—13. Oc. 26 O.—6 N. 12 N.—17 N. 26 N.—5 A. 7 A.—13 A. 6 Mai—10 Mai
Les Contamines 1200 m	30 O.—1 D. 10 D.—28 Mars 9 A.—11 A. 12 A.—16 A. 28 A.—30 A.	29 O.—31 O. 2 N.—5 N. 20 D.—25 Mars 31 M.—2 A. 6 A.—14 A. 19 A.—21 A. 3 Mai—7 Mai	28 N.—24 Mars 31 M.—2 A. 18 Mai—20 Mai 14 S.—16 S.	6 O.—7 O. 24 N.—1 D. 20 D.—23 D. 25 D.—18 J. 23 J.—11 Mars 3 A.—7 A. 16 A.—18 A. 30 A.—1 Mai	5 O.—10 O. 25 O.—9 N. 11 N.—21 N. 28 N.—13 D. 25 D.—3 J. 10 J.—1 F. 9 F.—6 Mars 11 A.—13 A.
Belleville 1210 m	30 O.—9 A. 13 A.—18 A. 28 A.—30 A.	29 O.—31 O. 28 D.—4 A. 5 A.—7 A. 10 A.—12 A. 17 A.—18 A. 19 A.—20 A. 3 Mai—6 Mai	28 N.—3 D. 5 D.—29 A. 18 Mai—19 Mai 21 Mai—22 Mai	25 N.—4 D. 18 D.—30 Mars 4 A.—12 A. 16 A.—22 A. 1 Mai—2 Mai 7 Ju.—8 Ju.	5 O.—11 O. 25 O.—29 Mars 10 A.—13 A. 6 Mai—7 Mai
La Girotte 1760 m	30 O.—30 A. 8 Mai—9 Mai 11 Mai—12 Mai 1 Ju.—3 Ju.	28 O.—31 O. 1 N.—4 N. 6 N.—8 N. 19 D.—16 Mai 21 Mai—23 Mai	29 S.—1 O. 7 O.—8 O. 24 O.—25 O. 25 N.—26 N. 28 N.—29 N. 30 N.—1 D. 4 D.—17 Mai 14 S.—16 S.	6 O.—7 O. 17 O.—18 O. 21 O.—22 O. 13 N.—14 N. 24 N.—2 D. 10 D.—12 Mai 7 Ju.—10 Ju.	5 O.—10 O. 25 O.—5 Mai 19 Mai—20 Mai 14 S.—17 S.
Areches 1070 m	2 O.—3 O. 31 O.—25 N. 11 D.—24 Mars 14 A.—17 A.	2 N.—4 N. 21 D.—19 Mars 1 A.—2 A. 6 A.—8 A. 10 A.—12 A. 19 A.—20 A. 4 Mai—6 Mai	29 N.—30 N. 6 D.—24 Mars 31 M.—1 A. 14 S.—15 S.	25 N.—29 N. 10 D.—11 D. 21 D.—24 D. 30 D.—17 J. 24 J.—8 Mars 5 A.—7 A. 16 A.—20 A. 7 Ju.—9 Ju.	5 O.—10 O. 25 O.—8 N. 11 N.—24 N. 28 N.—1 F. 6 F.—11 Mars 11 A.—13 A. 6 Mai—7 Mai
Le Bouchet 850 m	29 O.—30 O. 31 O.—3 N. 6 N.—28 N. 11 D.—25 Mars	25 D.—15 Mars 5 A.—8 A. 19 A.—21 A. 3 Mai—6 Mai	28 N.—29 N. 5 D.—31 J. 3 F.—4 Mars	24 N.—1 D. 20 D.—23 D. 30 D.—17 J. 23 J.—1 Mars 15 M.—16 Mars 5 A.—7 A. 16 A.—17 A.	5 O.—9 O. 26 O.—5 N. 14 N.—16 N. 28 N.—14 D. 25 D.—6 F. 9 F.—24 F. 11 A.—12 A.
Fond de France 1100 m	31 O.—1 N. 3 N.—4 N. 7 N.—23 N. 3 D.—29 Mars 4 M.—5 Mars 9 A.—10 A. 13 A.—19 A.	20 D.—17 Mars 31 M.—1 A. 5 A.—11 A. 15 A.—16 A. 19 A.—22 A.	5 D.—11 J. 18 J.—19 J. 6 F.—23 Mars 30 M.—2 A.	24 N.—7 D. 20 D.—25 D. 30 D.—17 J. 23 J.—7 Mars 21 M.—22 Mars 3 A.—4 A. 5 A.—10 A. 16 A.—21 A. 30 A.—1 Mai	5 O.—12 O. 25 O.—6 Mars 11 A.—17 A.

Tab. 3 (suite)

Stations	1952—1953	1953—1954	1954—1955	1955—1956	1956—1957
Verney d'Allemon 772 m	9 N.—29 N. 13 D.—20 Mars	10 J.—24 F. 2 M.—10 Mars 5 A.—8 A.	5 D.—10 J. 6 F.—7 F. 13 F.—17 Mars	24 N.—25 N. 30 D.—15 J. 23 J.—24 J. 28 J.—29 F.	26 O.—2 N. 25 D.—1 J. 12 J.—16 J. 25 J.—26 J. 17 F.—24 F.
Besse 1470 m	30 O.—1 D. 12 D.—6 Mars 26 M.—27 Mars 4 A.—5 A. 9 A.—10 A. 13 A.—16 A. 2 Ju.—3 Ju.	2 N.—4 N. 20 D.—27 Mars 5 A.—8 A.	23 N.—24 N. 28 N.—30 Mars 31 M.—1 A. 18 Mai—19 Mai	24 N.—27 N. 29 N.—2 D. 17 D.—2 Mars 15 M.—16 Mars 21 M.—23 Mars 2 A.—4 A. 5 A.—8 A.	5 O.—6 O. 27 O.—31 O. 11 N.—12 N. 14 N.—16 N. 28 N.—29 N. 25 D.—8 J. 12 J.—17 J. 6 F.—6 Mars 11 A.—12 A.
Bourg d'Oisans 720 m	7 N.—25 N. 12 D.—13 D. 14 D.—7 Mars	25 D.—26 D. 29 D.—11 Mars 6 A.—8 A.	28 N.—29 N. 5 D.—11 J. 3 F.—9 F. 13 F.—21 Mars	24 N.—30 N. 21 D.—22 D. 30 D.—16 J. 23 J.—24 F. 2 A.—3 A. 5 A.—6 A.	27 O.—28 O. 25 D.—29 J. 9 F.—15 F. 14 F.—27 F.
Le Chambon 1050 m	30 O.—31 O. 7 N.—26 N. 12 D.—16 Mars 4 A.—5 A. 13 A.—15 A.	25 D.—26 D. 29 D.—26 F. 28 F.—12 Mars 3 Mai—4 Mai	28 N.—29 N. 5 D.—12 J. 2 F.—8 F. 16 F.—18 Mars	24 N.—29 N. 20 D.—23 D. 30 D.—16 J. 23 J.—29 F. 22 M.—23 Mars 5 A.—6 A.	5 O.—6 O. 26 O.—29 O. 28 N.—5 D. 25 D.—28 J. 9 F.—25 F.
Le Chazeiet 1780 m	12 O.—13 O. 30 O.—2 N. 6 N.—1 D. 3 D.—9 D. 11 D.—4 Mars	28 O.—29 O. 20 D.—21 D. 3 J.—5 J. 13 J.—26 Mars 1 A.—2 A.	28 N.—29 Mars 14 S.—15 S.	6 O.—7 O. 24 N.—26 N. 29 N.—1 D. 10 D.—11 D. 14 D.—1 Mars 21 M.—25 Mars 31 M.—1 A. 5 A.—7 A. 16 A.—18 A. 21 A.—26 A.	5 O.—9 O. 25 O.—27 O. 11 O.—13 O. 28 N.—4 D. 12 J.—16 J. 24 J.—26 J. 6 F.—9 Mars 23 M.—25 Mars
Villar d'Arene 1650 m	6 O.—22 Mars	15 D.—17 D. 13 J.—31 Mars 6 A.—7 A.	29 N.—6 A.	15 N.—16 N. 14 D.—9 Mars 19 M.—28 Mars	1 N.—7 N. 11 N.—13 N. 28 N.—14 Mars 10 A.—11 A.
Chantelouve 1000 m	8 N.—3 D. 12 D.—27 Mars	26 D.—27 D. 9 J.—10 J. 13 J.—23 Mars 6 A.—12 A.	12 D.—10 J. 19 J.—21 F. 2 F.—21 Mars	21 D.—22 D. 29 D.—17 J. 23 J.—3 Mars	5 O.—7 O. 30 O.—31 O. 28 N.—1 D. 26 D.—6 Mars
Villard Loubiere 1030 m	7 N.—13 N. 17 N.—27 Mars	25 D.—23 Mars 5 A.—8 A.	23 N.—24 N. 6 D.—23 Mars	24 N.—29 N. 22 D.—23 D. 29 D.—3 Mars 2 A.—4 A. 5 A.—7 A.	5 O.—6 O. 28 N.—6 D. 26 D.—12 Mars
Les Portes 1265 m	30 O.—3 N. 7 N.—3 A.	2 N.—4 N. 25 D.—11 A. 3 Mai—4 Mai	23 N.—26 N. 28 N.—1 D. 5 D.—12 A.	19 N.—22 N. 24 N.—30 N. 22 D.—24 D. 29 D.—24 Mars 2 A.—8 A. 22 A.—23 A.	— — —

Tab. 3a
Durée de l'enneigement

Stations	1952—1953	1953—1954	1954—1955	1955—1956	1956—1957	Moyenne
Bourg d'Oisans 720 m	102	75	80	58	51	73.2
Verney d'Allemont 772 m	118	57	69	50	25	63.8
Le Bouchet 850 m	130	88	107	70	92	97.4
Chantelouve 1000 m	130	77	78	60	76	84.2
Villard Loubiere 1030 m	137	98	109	75	85	100.8
Le Chambon 1050 m	116	67	75	64	61	76.6
Areches 1070 m	135	100	113	83	141	114.4
Fond de France 1100 m	142	98	86	100	145	114.2
Les Contamines 1200 m	148	116	123	84	105	115.2
Beileville 1210 m	170	109	151	131	172	146.2
Vallorcine 1260 m	157	126	127	113	132	131.0
Les Portes 1265 m	152	110	134	104	(109)	(121.8)
Le Tour 1460 m	175	137	162	154	168	159.2
Besse 1470 m	123	102	132	90	57	100.8
Villar d'Arenes 1650 m	136	80	129	94	115	110.8
La Girotte 1760 m	186	159	174	169	209	179.4
Le Ghazelet 1780 m	117	82	122	98	53	94.4

L'examen du graphique de distribution de la durée en fonction de l'altitude suggère a priori la possibilité de 2 distributions (figure 3), la première pour le nuage de points représenté par les symboles suivants: ● ○ ⊕ ⊕, la seconde pour le nuage constitué par des croix: +.

Le premier nuage correspond aux Massifs du Mont Blanc, du Beaufortin, de Belledonne, et à la moitié S W du Pelvoux, le second à la moitié N E du Pelvoux.

Nous allons étudier le 1er échantillon, sous les mêmes hypothèses que précédemment, c'est-à-dire en le supposant extrait d'un ensemble distribué suivant la loi normale à 2 variables.

Soit $y - \bar{y} = b(x - \bar{x})$ [4] l'équation de la droite de regression le calcul nous donne $\bar{y} = 115,4$ $\bar{x} = 11,3$, $b = 11,10$, $r' = 0,94$, $S_y = 33,17$, $S_{yx} = 11,01$. Portons les valeurs trouvées pour y , x et b dans la relation [4] et prenons pour origine l'origine des axes, il vient: $y = 11,10x - 10,0$. La table de Fisher avec $\nu = 12$ nous donne une probabilité $P = 0,01$ de trouver une valeur de r supérieure ou égale à 0,66, nous pouvons donc admettre l'existence d'une corrélation linéaire entre les 2 paramètres.

Sous les mêmes hypothèses que dans les pages précédentes, déterminons les droites Δ_1 et Δ_2 déjà définies $\delta = \pm 14,09$.

Considérons la deuxième population sous les mêmes hypothèses que précédemment, nous trouvons: $y = 3,41x + 44,9$, $r' = 0,85$.

r' est loin d'être significatif et nous ne pouvons pas conclure à l'existence d'une liaison linéaire.

Zone Interne

Nous disposons des 15 stations suivantes:

Bourg St Maurice (865 m)
Ste Foy (1250 m)
Le Villaret (1730 m)
Le Fornet (1945 m)
Champagny (1440 m)
Moutiers (480 m)
Montgellafrey (1080 m)
Pralognan (1405 m)
Bonneval (1790 m)
Avrieux (1102 m)
Termignon (1280 m)
Le Tyhl (1380 m)
Valmeinier (1500 m)
Bissorte (2120 m)
Le Lautaret (2000 m)

Les tableaux 4 et 4a contiennent les différentes données. L'examen de la figure donne une idée de la durée entre les altitudes de 500 et 2000 mètres. Nous

Tab. 4
Périodes d'enneigement

Stations	1952—1953	1953—1954	1954—1955	1955—1956	1956—1957
Bourg St. Maurice 870 m	7 N.—28 N. 11 D.—19 Mars	25 N.—26 F. 27 F.—3 Mars 19 A.—21 A.	5 D.—11 J. 4 F.—22 Mars	24 N.—1 D. 10 D.—13 D. 21 D.—23 D. 30 D.—16 J. 24 J.—1 Mars 5 A.—7 A. 16 A.—18 A.	26 O.—2 N. 28 N.—12 D. 26 D.—1 J. 11 J.—22 J. 25 J.—29 J. 10 F.—6 Mars 6 Mai—7 Mai
Ste-Foy 1250 m	29 O.—29 N. 12 D.—28 Mars 13 A.—18 A. 28 A.—29 A.	29 O.—30 N. 3 N.—4 N. 26 D.—19 Mars 31 M.—3 A. 19 A.—23 A. 3 Mai—5 Mai	29 N.—28 J. 1 F.—25 Mars 31 M.—1 A. 20 Mai—21 Mai	24 N.—30 N. 10 D.—13 D. 16 D.—21 Mars 4 A.—10 A. 16 A.—21 A.	5 O.—11 O. 26 O.—7 N. 14 N.—16 N. 28 N.—12 D. 22 D.—4 J. 10 J.—31 J. 6 F.—13 Mars
Le Villaret 1730 m	1 O.—3 O. 13 O.—18 A. 27 A.—1 Mai 11 Mai—12 Mai 1 Ju.—4 Ju.	28 O.—12 N. 19 D.—1 Mai 3 Ju.—5 Ju.	28 N.—29 N. 30 N.—1 D. 4 D.—6 Mai	24 N.—26 N. 10 D.—11 D. 14 D.—28 A.	5 O.—11 O. 26 O.—21 A. 6 Mai—7 Mai
Le Fornet 1950 m	12 O.—18 O. 1 N.—26 A. 27 Mai—28 Mai 2 Ju.—4 Ju.	29 O.—31 O. 5 N.—7 N. 19 D.—7 Mai	28 N.—8 Mai 14 S.—16 Sept.	13 N.—9 Mai 7 Ju.—9 Ju.	5 O.—13 O. 25 O.—1 Mai 16 Mai—17 Mai 19 Mai—20 Mai 14 S.—15 S.
Champagny 1440 m	2 O.—3 O. 30 O.—18 A. 28 A.—29 A. 9 Mai—10 Mai 1 Ju.—3 Ju.	29 O.—31 O. 2 N.—29 N. 20 D.—23 D. 25 D.—26 D. 27 D.—11 A. 19 A.—23 A. 3 Mai—5 Mai	28 N.—22 A. 18 Mai—19 Mai 21 Mai—22 Mai 14 S.—16 S.	6 O.—7 O. 13 N.—14 N. 24 N.—30 Mars 4 A.—10 A. 16 A.—21 A. 1 Mai—2 Mai 7 Ju.—10 Ju.	5 O.—12 O. 25 N.—23 Mars 10 A.—17 A. 6 Mai—8 Mai
Moutiers 480 m	8 N.—26 N. 14 D.—14 Mars	3 J.—17 F. 4 Mai—5 Mai	7 D.—8 D. 13 D.—14 D. 23 D.—11 J. 13 F.—12 Mars	24 N.—26 N. 10 D.—14 D. 9 J.—10 J. 23 J.—24 J. 13 F.—18 F.	29 N.—30 N. 25 D.—1 J. 12 J.—28 J. 22 F.—24 F.
Montgellafrey 1080 m	7 N.—26 N. 11 D.—13 D. 14 D.—6 Mars 15 A.—17 A.	3 N.—5 N. 25 D.—11 F. 20 F.—21 F. 5 M.—6 Mars	6 D.—11 J. 20 J.—21 J. 6 7.—8 F. 13 F.—12 Mars	24 N.—26 N. 21 D.—23 D. 30 D.—10 J. 23 J.—26 J. 31 J.—23 F. 5 A.—7 A.	26 O.—1 N. 14 N.—17 N. 28 N.—5 D. 25 D.—27 D. 1 J.—2 J. 12 J.—21 J. 25 J.—26 J. 9 F.—24 F.
Pralognan 1410 m	30 O.—4 A. 9 A.—11 A. 14 A.—18 A. 28 A.—29 A. 1 Ju.—3 Ju.	28 O.—31 O. 2 N.—4 N. 19 D.—3 A. 5 A.—7 A. 19 A.—23 A. 3 Mai—4 Mai	28 N.—18 A. 18 Mai—19 Mai 21 Mai—22 Mai 14 S.—15 S.	6 O.—7 O. 24 N.—23 Mars 4 A.—10 A. 16 A.—21 A. 1 Mai—2 Mai 7 Ju.—9 Ju.	5 O.—11 O. 25 O.—29 Mars 10 A.—17 A. 6 Mai—8 Mai
Bonneval 1790 m	12 O.—16 O. 30 O.—2 A. 9 A.—11 A. 13 A.—18 A.	28 O.—31 O. 1 N.—4 N. 5 N.—7 N. 19 D.—10 A. 20 A.—23 A.	23 N.—27 N. 28 N.—27 A. 17 Mai—25 Mai 14 S.—16 S.	21 O.—22 O. 1 N.—3 N. 13 N.—12 A. 16 A.—28 A. 8 Ju.—10 Ju.	5 O.—10 O. 25 O.—5 A. 6 Mai—7 Mai 14 S.—16 S.
Avrieux 1100 m	30 O.—31 O. 1 N.—2 N. 7 N.—10 N. 12 N.—29 N. 11 D.—12 D. 14 D.—11 Mars 13 A.—17 A.	21 D.—26 D. 31 D.—9 Mars 5 A.—8 A.	6 N.—21 J. 2 F.—8 F. 17 F.—14 Mars 20 M.—21 Mars	25 N.—29 N. 10 D.—14 D. 21 D.—23 D. 31 D.—17 J. 24 J.—23 F. 15 M.—16 Mars 5 A.—7 A.	5 O.—6 O. 1 N.—2 N. 28 N.—6 D. 26 D.—4 J. 13 J.—27 J. 9 F.—24 F.
Termignon 1280 m	8 N.—12 D. 12 D.—17 Mars 14 A.—17 A.	21 D.—16 Mars 23 M.—25 Mars 7 A.—9 A. 20 A.—24 A.	29 N.—2 D. 5 D.—25 Mars	24 N.—26 N. 10 D.—28 D. 29 D.—17 J. 22 J.—2 Mars 5 A.—6 A. 16 A.—19 A. 27 A.—28 A.	5 O.—7 O. 26 O.—1 N. 28 N.—5 D. 22 D.—4 J. 10 J.—29 J. 6 F.—7 Mars

Tab. 4 (suite)

Stations	1952—1953	1953—1954	1954—1955	1955—1956	1956—1957
Le Thyl 1380 m	31 O.—5 Mars	20 D.—10 Mars 6 A.—7 A.	28 N.—30 N. 5 D.—31 J. 2 F.—16 Mars 20 M.—23 Mars	24 N.—2 D. 10 D.—12 D. 17 D.—18 D. 26 D.—19 J. 23 J.—3 Mars 5 M.—7 Mars 21 M.—23 Mars 5 A.—7 A. 1 Mai—2 Mai	25 O.—7 N. 11 N.—12 N. 14 N.—16 N. 28 N.—10 D. 22 D.—21 J. 25 J.—30 J. 6 F.—25 F.
Valmeinier 1500 m	30 O.—31 Mars 9 A.—10 A. 13 A.—17 A. 28 A.—29 A.	28 O.—29 O. 2 N.—4 N. 21 D.—1 A. 5 A.—10 A.	28 N.—6 A.	24 N.—1 D. 16 D.—20 D. 29 D.—17 Mars 21 M.—22 Mars 3 A.—11 A. 16 A.—18 A. 20 A.—21 A. 27 A.—28 A. 1 Mai—2 Mai 7 Ju.—8. Ju.	5 O.—10 O. 25 O.—13 N. 14 N.—15 N. 28 N.—18 Mars 11 A.—13 A.
Bissorte 2120 m	1 O.—4 O. 12 O.—13 O. 30 O.—7 Mai 11 Mai—12 Mai 29 Mai—4 Ju.	25 O.—26 O. 28 O.—31 O. 2 N.—4 N. 5 N.—10 N. 15 D.—16 D. 19 D.—8 Mai 24 Mai—25 Mai 28 S.—30 S.	24 O.—26 O. 30 O.—31 O. 23 N.—31 Mai 14 S.—16 S.	6 O.—7 O. 20 O.—31 O. 13 N.—21 N. 24 N.—29 N. 30 N.—12 D. 14 D.—18 Mai 7 Ju.—11 Ju.	5 O.—10 O. 25 O.—4 Mai 6 Mai—9 Mai 12 Mai—14 Mai 16 Mai—17 Mai 19 Mai—21 Mai 23 Mai—25 Mai 14 S.—16 S.
Le Lautaret 2000 m	12 O.—13 O. 30 O.—26 A.	11 O.—12 O. 28 N.—29 N. 15 D.—4 Mai 15 Mai—17 Mai	24 O.—25 O. 22 N.—14 Mai	6 O.—8 O. 19 O.—4 N. 12 N.—18 Mai 7 Ju.—9 Ju.	5 O.—13 O. 25 O.—6 D. 25 D.—20 A. 9 Mai—10 Mai 16 Mai—17 Mai 19 Mai—20 Mai 14 S.—15 S.

Tab. 4a
Durée de l'enneigement

Stations	1952—1953	1953—1954	1954—1955	1955—1956	1956—1957	Moyenne
Moutiers 480 m	109	46	48	13	26	48.4
Bourg S-Maurice 870 m	118	69	84	74	71	83.2
Montgellafrey 1080 m	105	52	67	42	44	62.0
Avrieux 1100 m	116	75	80	65	50	77.2
Ste-Foy 1250 m	151	97	115	120	109	118.4
Termignon 1280 m	122	92	113	84	76	97.4
Le Thyl 1380 m	125	81	104	82	82	94.8
Pralognan 1410 m	165	117	144	135	170	146.2
Champagny 1440 m	172	144	149	144	165	154.8
Valmeinier 1500 m	158	110	129	106	137	128.0
Le Villaret 1730 m	181	151	155	139	184	162.0
Bonneval 1790 m	165	123	164	168	170	158.0
Le Fornet 1950 m	185	143	164	180	199	174.2
Le Lautaret 2000 m	179	144	175	208	170	175.2
Bissorte 2120 m	201	154	194	198	208	191.0

considérerons tout d'abord la population des 15 points correspondant aux 15 stations et nous admettons l'hypothèse que cette population est extraite d'un ensemble E distribué suivant la loi normale à 2 variables.

Soit $y - \bar{y} = b(x - \bar{x})$ [5] l'équation de la droite de liaison. Le calcul nous donne les valeurs suivantes pour les différents paramètres: $\bar{y} = 124,7$, $\bar{x} = 14,3$, $b = 9,41$, $S_y = 45,27$, $S_{yx} = 12,80$, $r' = 0,92$.

La table de distribution du coefficient de corrélation de Fisher nous donne pour $\nu = 13$ la probabilité $P = 0,01$ de trouver pour r une valeur supérieure ou égale en module à 0,64. C'est-à-dire que par le seul jeu des fluctuations nous avons une probabilité $P = 0,99$ pour r d'être intérieur à l'intervalle $(-0,64, 0,64)$. La valeur trouvée pour r' étant égale à 0,92 nous pouvons admettre l'existence d'une liaison linéaire.

En remplaçant les différents paramètres par leur valeur dans la relation [5] nous avons $y = 9,41x - 9,9$ [6].

Soit δ la distance des droites Δ_1 et Δ_2 déjà définies, à la droite de régression, nous avons sous les hypothèses déjà formulées: $\delta = \pm 1,28$, $S_{yx} = \pm 16,38$.

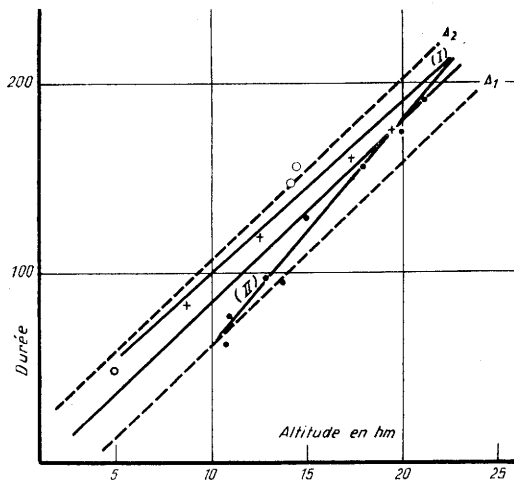


Fig. 4
Zone interne

$y = 9,41x - 9,9$, $S_y = 45,27$. (I) $y = 9,03x + 9,3$. (II) $y = 11,84x - 58,2$

L'examen de la figure 4 montre que la totalité des points symbolisés par \odot et $+$ se trouve au dessus de la droite de régression et la totalité des autres points symbolisés par \bullet se situe en dessous de cette droite.

Nous constatons, en outre, que l'ensemble des points des ces 2 sous ensembles tendent à se rapprocher de la droite $y = 9,41x - 9,9$ à partir d'une altitude voisine de 1700 mètres.

La première population se situe dans la moitié Nord de la zone interne et la seconde dans la moitié Sud. Il semble donc qu'intuitivement nous puissions diviser la zone interne en deux régions. L'examen de la figure 4 montre que jusqu'à 1700 mètres la même durée d'enneigement correspond à une altitude plus faible au Nord qu'au Sud. A partir de 1700 mètres les points se rapprochent de la droite [6] mais peut-être est-ce du au fait que les stations correspondant à ces points se rapprochent elles-mêmes de la ligne de séparation de la zone interne, en deux parties.

Considérons la population contenue dans la moitié Nord de la zone interne sous l'hypothèse que cette population est extraite d'un ensemble E_1 distribué suivant la loi normale à 2 variables.

Cet ensemble E_1 est différent de l'ensemble E défini plus haut. E_1 est contenu dans le domaine limité à la moitié Nord de la zone interne.

Nous trouvons les résultats suivants:

$y = 9,03x + 9,3$, $\bar{y} = 126,7$, $\bar{x} = 13,0$, $r' = 0,97$, $S_y = 46,12$, $S_{yx} = 10,15$.

Nous avons une probabilité $P = 0,01$ de trouver pour r une valeur supérieure ou égale en module à 0,87. Donc l'existence de notre liaison est justifiée;

$\delta = \pm 1,28$, $S_{yx} = \pm 12,99$

Opérons de même avec la deuxième population et sous les mêmes hypothèses et plus particulièrement que la population est extraite d'un ensemble E_2 donc différent de E et contenu dans le domaine limité à la moitié Sud de la zone interne.

$y = 11,84x - 58,2$, $y = 123,0$, $\bar{x} = 15,3$, $r^* = 0,99$, $S_y = 47,61$, $S_{yx} = 6,73$, $\delta = \pm 8,61$

Peut-on admettre que les populations extraites de E_1 , et de E_2 proviennent de 2 ensembles dont les droites d'estimation sont parallèles ou d'un même ensemble.

Nous proposons tout d'abord de comparer les variances $(S_y)^2$ des populations des y des ensembles E_1 et E_2 . Nous avons

$(S_y)^2_1 = 2127,37$ $r_1 = 6$
 $(S_y)^2_2 = 2266,87$ $r_2 = 7$

n_1 et n_2 étant faibles, les variances estimées $(S_y)^2_1$ et $(S_y)^2_2$ ne sont pas des variables aléatoires normales. La comparaison des 2 variances nécessite l'hypothèse que les ensembles échantillonnés sont distribués normalement, ce qui est compatible avec la 1ère hypothèse: les ensembles E_1 et E_2 sont distribués suivant la loi normale à 2 variables.

Formons la variable $F = \frac{(S_y)^2_2}{(S_y)^2_1} = 1,07$ avec r_1 et r_2 degrés de liberté. La table de Snédécour nous donne la probabilité $P = 5\%$ de trouver pour F une valeur supérieure ou égale à 4,20. Donc au niveau $P = 0,05$ nous pouvons conclure que les variances $(S_y)^2_1$ et $(S_y)^2_2$ ne sont pas significativement différentes.

Comparons maintenant les 2 moyennes \bar{y}_1 et \bar{y}_2 . Nous avons vu que les 2 variances en sont pas significativement différentes. Soit la valeur commune de

cette variance $S^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n_1} (y_i - \bar{y}_1)^2 + \sum_{j=1}^{n_2} (y_j - \bar{y}_2)^2}{n_1 + n_2 - 2}$. Les valeurs

numériques des différents paramètres sont les suivantes: $\bar{y}_1 = 124,7$, $\bar{y}_2 = 123,0$, $n_1 = 7$, $n_2 = 8$, $S = 46,93$.

Formons la variable $t = \frac{d}{S_d}$ avec $d = |\bar{y}_1 - \bar{y}_2|$ et $S_d = S \sqrt{\frac{n_1 + n_2}{n_1 n_2}}$; t représente la mesure de d en prenant l'écart type pour unité.

Le calcul donne $t = 0,07$, nous avons en outre $\nu = n_1 + n_2 - 2 = 13$. La table de Student Fisher nous donne avec 13 degrés de liberté au niveau $P = 0,05$ l'intervalle d'acceptation $(-2,16 \text{ à } 2,16)$. La valeur trouvée pour t étant intérieure à cet intervalle d ne diffère pas significativement de zéro.

Donc nous avons montré que les 2 populations (y) ont au niveau 5% même moyenne et même variance.

Nous allons comparer les 2 coefficients de régression b_1 et b_2 voir s'ils sont ou non significativement différents.

*) Avec $\nu = 6$ nous avons une probabilité $P = 0,01$ pour r d'être en module supérieur à 0,83 sous l'hypothèse $\rho = 0$. Donc r' est significatif.

La variance de $|b_1 - b_2|$ étant estimée par la relation:

$$S^2_{b_1-b_2} = \frac{(S_2)_1^2}{\sum_{i=1}^{n_1} (x_i - \bar{x}_1)^2} + \frac{(S_2)_2^2}{\sum_{j=1}^{n_2} (x_j - \bar{x}_2)^2}$$

$(S_2)_1^2$ et $(S_2)_2^2$ étant respectivement la variance résiduelle dans l'une et l'autre Populations. A l'aide de la relation suivante:

$$S_2^2 = \frac{1-r^2}{n-2} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2$$

nous calculons la valeur de $S^2_{b_1-b_2}$. Nous formons la variable $t = \frac{|b_1 - b_2|}{S_{b_1-b_2}}$ ce qui revient à mesurer la différence $(b_1 - b_2)$ en prenant pour unité l'écart type $S_{b_1-b_2}$.

Le calcul nous donne $t = 2,11$ avec 11 degrés de liberté. Nous trouvons au niveau $P = 0,05$ l'intervalle d'acceptation $(-2,20, 2,20)$. La valeur trouvée pour t étant inférieure à cet intervalle, nous pouvons donc admettre, à ce niveau, que b_1 et b_2 ne sont pas significativement différents; c'est-à-dire en définitive que les 2 droites d'estimation sont parallèles.

En conclusion, nous pouvons admettre que la distribution de la durée dans la zone interne peut s'exprimer par une seule loi.

Remarque 1: Nous voyons sur la figure 4 que les deux droites $y = 9,03x + 9,3$ et $y = 11,84x - 58,2$, ainsi qu'on pouvait le supposer sont contenues dans le domaine limité par les droites Δ_1 et Δ_2 .

Remarque 2: Si nous portons les points représentatifs de la durée de l'enneigement, au Chambon, à Besse et à Villard d'Arènes, sur la figure 4 (Zone interne) nous constatons que ces points s'intègrent parfaitement au nuage de points correspondant à la moitié Sud de la Zone interne.

Remarque 3: L'équation de la droite de régression dans la zone interne devient, en tenant compte de ces 3 points:

$y = 9,26x - 11,6$; $r' = 0,90$. Nous trouvons avec $r' = 16$ la probabilité $P = 0,01$ pour r' d'être supérieur en module à 0,59 sous l'hypothèse $\varrho = 0$.

Etude comparative des résultats

La figure 5 donne une représentation des différentes lois:

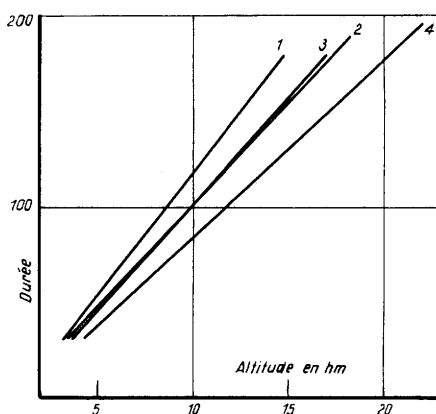


Fig. 5

Durée de l'enneigement dans les Alpes du Nord
(1) Préalpes de Savoie, (2) Sillon alpin, (3) Massifs Centraux,
(4) Zone interne.

Préalpes de Savoie

$$y = 12,94x - 12,1 \quad \text{avec } 5,0 \leq x \leq 13,0$$

Sillon Alpin*) $y = 10,79x - 8,1$ avec $2,0 \leq x \leq 13,0$

Massifs Centraux*) (sauf NE du pelvoux).

$$y = 11,10x - 10,0 \quad \text{avec } 5,0 \leq x \leq 20,0$$

Zone intra-alpine $y = 9,41x - 9,9$ avec $4,0 \leq x \leq 22,0$

Nous constatons, en ne considérant pas le sillon alpin, que le coefficient de régression, c'est-à-dire la pente de la droite d'estimation, diminue lorsqu'on pénètre dans la masse montagneuse. Mais on ne saurait attacher à ces valeurs plus de signification qu'elles n'en ont. Les différences s'expliquent peut-être par le jeu de l'échantillonnage.

Nous constatons, en outre, qu'à altitude égale, et tout au moins à l'intérieur de l'intervalle de validité, et pour les 3 zones montagneuses, la durée de l'enneigement décroît de l'W à l'E.

Cette constatation peut s'expliquer par le fait que la durée du manteau neigeux est fonction entre autres paramètres, de la température et de l'épaisseur de la couche de neige, donc des précipitations.

Plus précisément, la durée de la couche au sol est une fonction croissante de la quantité de neige et une fonction décroissante de la température: $y = f(h, t)$.

Considérons une altitude fixée, la durée de l'enneigement décroît de l'W à l'E, c'est donc que: ou la quantité de neige décroît de l'W à l'E ou la température s'élève de l'W à l'E, ou encore que la température durant la période de fusion s'élève plus rapidement à l'E qu'à l'W. Enfin, les 3 causes peuvent agir ensemble.

Essayons de voir si ces trois assertions sont conformes à la réalité, ou aux théories admises.

1° - La quantité de neige au sol décroît de l'W à l'E:

D'après B é n é v e n t: "Partout les préalpes sont plus enneigées à la même altitude que les Massifs cristallins, ou les vallées intérieures qu'elles abritent contre les influences de l'W". D'après la carte d'enneigement contenue dans l'étude la neige dans les Alpes Française de B o i s v e r t, cette affirmation ne serait pas aussi évidente et certains points des Massifs Centraux ou de la zone interne seraient autant et même plus enneigés que les Préalpes; mais il n'est pas précisé si les quantités portées sur la carte sont comparables entre elles, ou si elles représentent les valeurs brutes des quantités. Cette dernière interprétation étant la plus vraisemblable, nous admettrons, jusqu'à preuve du contraire, l'hypothèse formulée: "La quantité de neige décroît de l'W à l'E".

2° - A altitude égale, la température est plus élevée à l'E qu'à l'W:

Cette affirmation paraît conforme au fait que la limite supérieure de la zone forestière se situe vers 1600 mètres dans les Préalpes de Savoie, et vers 2400 mètres au niveau de la frontière Franco-Italienne. Il semble donc qu'au cours de la saison de végétation tout au moins la température croît des Préalpes vers l'intérieur. Les Préalpes de Savoie seraient donc, à altitude égale, plus froides que les Massifs Centraux et ceux-ci moins froids que la zone interne. Il ne nous a pas été possible, faute de temps, d'étudier plus à fond cette question, mais un examen superficiel et dont on ne retiendra les conclusions qu'avec réserves, a permis de montrer qu'au cours des périodes Janvier 1956, Mars 1956; Novembre 1956, Mars 1957, et Novembre 1957, Mars 1958; les températures moyennes ramenées à 1000 mètres, en adoptant un gradient de 0,4 degrés par 100 mètres sont les suivantes:

*) On remarquera que les 2 droites de régressions représentatives de la durée dans le sillon alpin et les Massifs Centraux sont pratiquement confondues dans l'intervalle de validité des x , commun.

- 0,4° dans les Préalpes de Savoie
(Tarramont, Abondance)
- +0,4° dans les Massifs Centraux
(Le Tour, Les Contamines, Mégève, le Chambon)
- +1,3° dans la zone interne
(Bourg St Maurice, Bonneval, le Thyl)

Donc, jusqu'à preuve du contraire, nous admettrons cette hypothèse.

D'après Bénévent, et compte tenu de toutes les réserves qui s'imposent, l'altitude de l'isotherme —5° se situerait à :

- 1450 m dans le Chablais
- 1600 m dans le Vercors
- 1700 m en Oisans
- 1300 m région de Chamonix
- 1500 m en Maurienne et Tarentaise

Ce qui n'est plus en accord avec notre hypothèse, mais sans doute faut-il tenir compte aussi de l'effet de la latitude.

3° - La température durant la période de fusion s'élève plus rapidement à l'E qu'à l'W :

Bénévent a montré que l'élévation de la température augmente de l'Ouest vers l'Est dans les Alpes du Nord: "A Chamonix, la température augmente rapidement dès la fin de l'hiver et au début du printemps jus'qu'en avril". C'est-à-dire pendant la période de fusion. "En mars la température était supérieure de 6° à celle de février".

"Le régime thermique des Préalpes de Savoie présente des caractères tout à fait analogues mais moins accusés. Si la température varie peu d'un mois à l'autre en été et au coeur de l'hiver, par contre son ascension au printemps, sa descente en automne, sont plus lentes qu'à Chamonix . . . C'est pendant cette saison froide d'octobre à avril que les deux graphiques présentent entre eux les plus grands écarts". (voir figure 6).

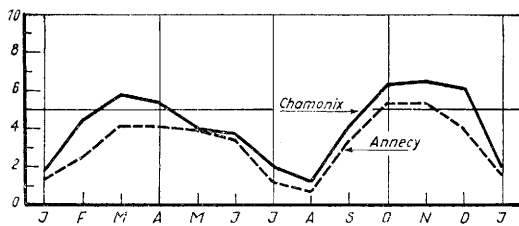


Fig. 6
Le régime thermique d'après Bénévent

Pour conclure nous ferons appel, à Bénévent : "Bien qu'au premier abord cela paraisse étonnant le printemps à altitude égale arrive plus vite dans les régions intérieures des Alpes du Nord que dans les Préalpes. Si certaines plantes précoces semblent renaître plus tôt à la vie dans les avant-monts, grâce peut-être à une température plus douce de fin d'hiver, par contre la montée rapide de la température au printemps permet à la végétation des vallées intérieures non seulement de rattraper le temps perdu, mais même de distancer les plantes de même espèce qui croissent dans les Préalpes".

Remarque I: Il est évident que l'effet de la latitude doit intervenir nous n'en avons pas tenu compte.

Remarque II: Il serait sans doute souhaitable de tenir compte également de l'inversion de température. Celle-ci se produit surtout en hiver. D'après Coutagne,

cette inversion dans les Alpes orientales est si importante qu'elle influe sur la température moyenne qui augmente avec l'altitude pendant les mois d'hiver. Au village du Tour à 1400 mètres la température moyenne de décembre à février est supérieure à celle de Chamonix (1040 m).

Extrapolation des lois

Limite climatique des neiges

Nous avons vu que les lois établies sont valables pour un certain intervalle de variation des x.

Il serait intéressant de pouvoir étendre cet intervalle vers les valeurs croissantes des x. La loi ainsi trouvée permettrait de déterminer l'altitude de la limite climatique des neiges en remplaçant y par 365 jours, et en résolvant l'équation par rapport à x.

Les données dont nous disposons ne permettent pas de résoudre ainsi le problème, et, c'est au contraire, en supposant connue l'altitude de la ligne climatique des neiges que nous aborderons la question. Il convient d'abord de définir la limite climatique des neiges. D'après Zingg: "La limite des neiges est la ligne au dessus de laquelle au cours du temps il tombe plus de neige qu'il n'en fond ou ne s'en évapore. On parle de limite des neiges temporaires lorsque la période de temps est courte. S'il s'agit d'une période de plusieurs années, ou même de dizaines d'années on parle alors de limite climatique des neiges, avec cette condition que les observations se rapportent à un champ horizontal avec couches de neige et exposition normales. Toutes les autres limites doivent être classées sous la désignation de limites locales".

Pour Onde "la limite climatique des neiges correspond au lieu des points où cesse la fusion sur une surface supposée horizontale et non protégée du soleil".

Enfin, Romanovsky et Cailleux dans la Glace et les Glaciers, définissent la limite du névé comme "la zone où en été alternent plaques de neiges et aires dénégées" plus bas la glace seule affleure, plus haut la neige seule. Par extension, les auteurs définissent la limite régionale des neiges persistantes, c'est un niveau tel que les massifs culminants plus bas ne portent pas de névé, tandis que les massifs culminants plus haut portent névés et glaciers.

Différentes méthodes permettent de déterminer l'altitude de cette ligne. Les valeurs dont nous disposons sont anciennes et remontent au début du 20ème siècle.

Mougin, en 1902, estimait que la ligne climatique se situait à une altitude supérieure à 3000 m dans le massif du Mont Blanc.

En Maurienne, vers 1904, Girardin, trouvait pour le massif de la rive gauche deux séries de résultats: 2626 m à 2876 m et 2935 m à 2950 m; les différences étant dues à l'exposition.

Mougin, de son côté, évaluait l'altitude à 3200 m à l'Adret, et à 3000 m à l'Ubac.

En Tarentaise, Mougin situait l'altitude de la ligne de névé vers 3200 m à l'Adret et 2800 m à l'Ubac.

Enfin, dans le Massif de Belledonne et du Chaillol, Lory estimait que l'altitude de la ligne climatique se situait à 2925 m et 3075 m.

Nous disposons également des valeurs extraites de l'ouvrage de Paschinger cité dans la bibliographie dont nous reproduisons la carte ci-dessous (fig. 7).

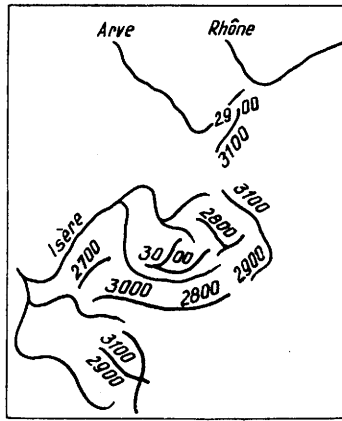


Fig. 7
Limite climatique des neiges

Extrapolation des lois

Nous admettrons tout d'abord que la durée du manteau est une fonction parabolique de l'altitude. Le problème consiste donc à ajuster une parabole qui dans l'intervalle de validité défini pour chaque droite de régression, se rapproche le plus possible de celle-ci, et qui, en outre, passe par le point d'abscisse égale à l'altitude de la ligne climatique et d'ordonnée y égale à 365 jours.

Préalpes de Savoie: Nous admettrons que la limite climatique des neiges se situe à 2800 m.

Nous admettrons que l'équation est de la forme: $y = ax^2 + 12,94x - 12,10$ en remplaçant y par 365 et x par 28 nous en tirons a. L'équation devient $y = 0,02x^2 + 12,94x - 12,10$ (figure 8).

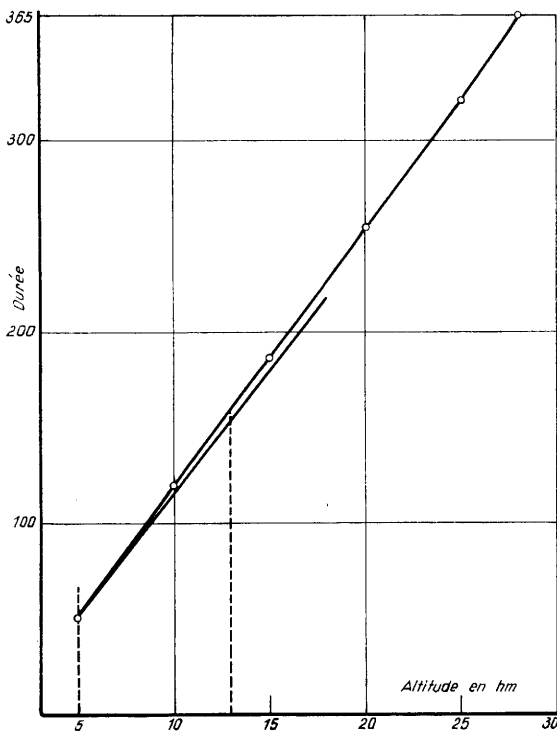


Fig. 8
Durée de l'enneigement dans les Préalpes de Savoie

Massifs Centraux: Nous supposons que la limite climatique des neiges se situe à 3050 m, l'équation proposée est alors: $y = 0,04x^2 + 11,10x - 10,00$ (figure 9).

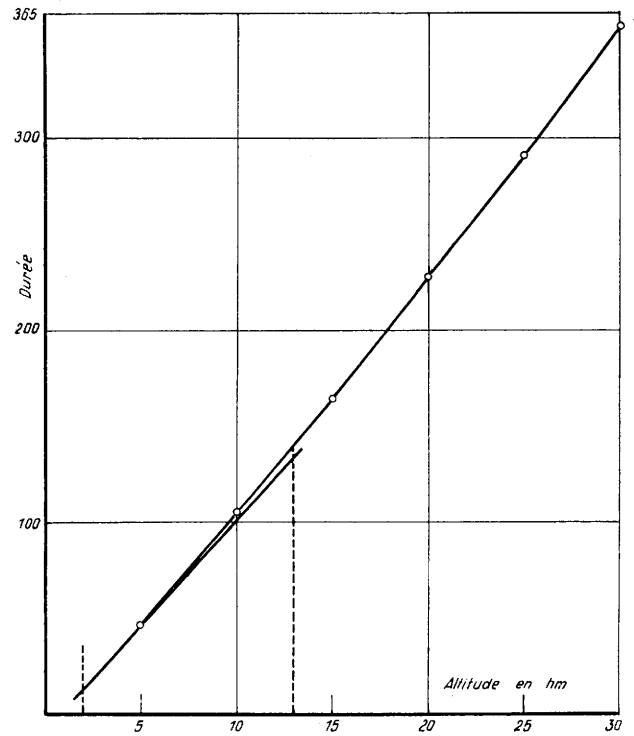


Fig. 9
Durée de l'enneigement dans les Massifs Centraux

Zone interne: La limite climatique étant supposée à 3100 m. Nous trouvons $y = 0,09x^2 + 9,41x - 9,90$ (figure 10).

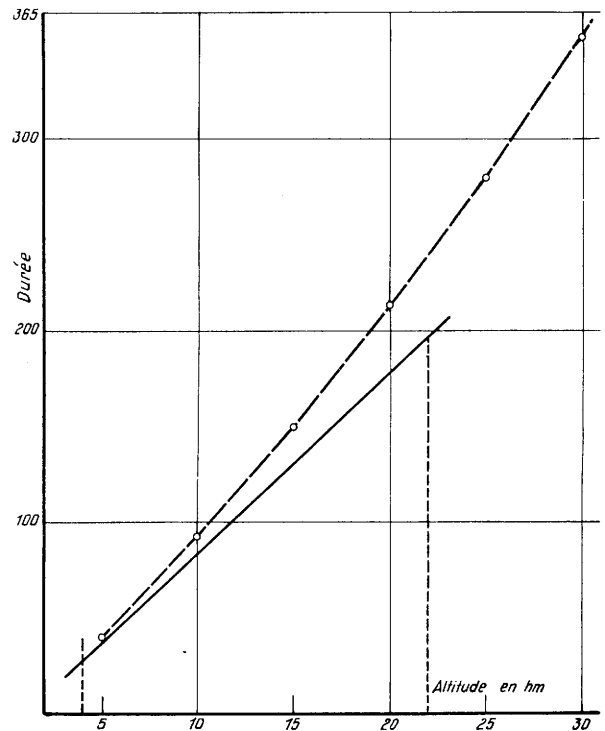


Fig. 10
Durée de l'enneigement dans la Zone interne

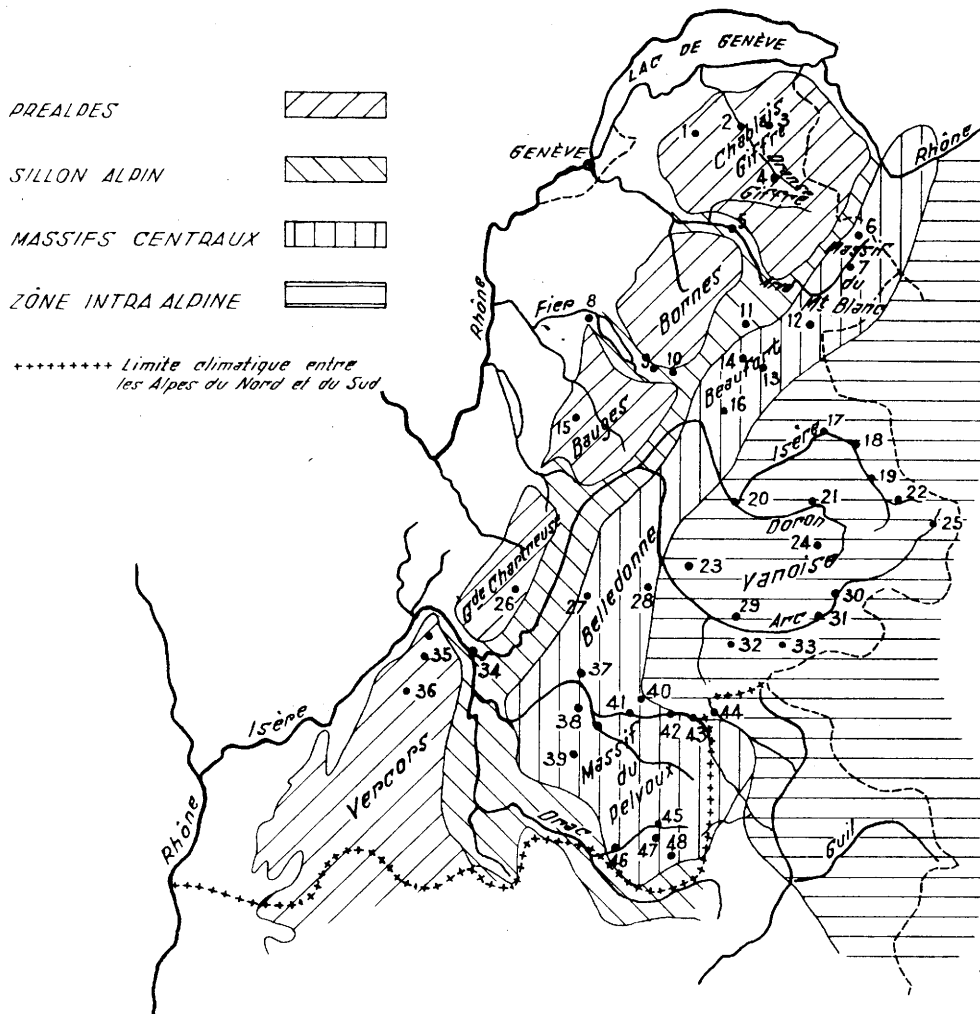


Fig. 11
Postes météorologiques des Alpes du Nord

- | | |
|------------------------|----------------------------|
| 1 Terramont | 25 Bonneval |
| 2 Le Biot | 26 Saint Hilaire du Touvet |
| 3 Abondance | 27 Fond de France |
| 4 Les Gets | 28 Le Bouchet |
| 5 Cluses | 29 Le Thyl |
| 6 Vallorcine | 30 Termignon |
| 7 Le Tour | 31 Avrieux |
| 8 Annecy | 32 Valmeinier |
| 9 Saint Jean de Sixt | 33 Bissorte |
| 10 La Clusaz | 34 Grenoble |
| 11 Mègeve | 35 Engins |
| 12 Les Contamines | 36 Vilard de Lans |
| 13 La Girotte | 37 Verney d'Allemond |
| 14 Belleville | 38 Bourg d'Oisans |
| 15 Lescheraines | 39 Chantelouve |
| 16 Arèches | 40 Besse |
| 17 Bourg Saint Maurice | 41 Le Chambon |
| 18 Sainte Foy | 42 Le Chazelet |
| 19 Le Villaret | 43 Villard d'Arène |
| 20 Moutiers | 44 Le Lautaret |
| 21 Champagny | 45 Villard Loubières |
| 22 Le Fornet | 46 Saint Firmin |
| 23 Montgellafrey | 47 Les Portes |
| 24 Pralognan | 48 Champoléon |

Bibliographie

- Rabot, Ch.: Rev. Glaciol No 3 (1909)
- Paschinger, V.: Die Schneegrenze in den Französischen Alpen. Z. Gletscherkde. 5, 211 (1911)
- Service des Grandes Forces Hydrauliques: Etudes Glaciologiques Tome III (1912)
- Bénévent, E.: Le climat des Alpes Françaises. Mem. Off. Nat. Météor. France No 14 (1926)
- Zingg, Th.: Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze auf klimatologischer Grundlage. Mitt. Eidg. Inst. Schnee- u. Lawinenforsch. Nr. 12 (1954)
- Bossolasco, M.: Le precipitazioni nevose nell'Italia settentrionale. Geofis. para e appl. 12, 286—292 (1948) u. 13, 213—233 (1948)
- Boisvert, J.-J.: La neige dans les Alpes Françaises. Rev. Geogr. Alp. 43, 357—434 (1955)
- Coutagne, A.: Hydrométéorologie des Basses des Hautes Monbagnes. Paris 1942
- Peguy, Ch.-P.: La neige. Paris 1952
- Romanovsky, V. et Cailleux, A.: La glace et les glaciers. Paris

5.13. Wasserhaushaltsuntersuchungen in der winterlichen Schneedecke einer randalpinen Tallage

von

Helmut Kern

(mit 4 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

Bei der Versuchsanstalt für Wasserbau der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde Oberrach südlich des Walchensees ist in einem Talboden in 820 m NN eine auf einer Waage ruhende ebenerdige Plattform 2,5 x 2,5 m aufgestellt, auf der sich die Schneedecke ungestört ablagert. Tägliche Wägungen und Schmelzwasserbestimmungen gestatten die Erfassung des Niederschlags, des Wassergehaltes der Schneedecke und etwaiger Verdunstungsverluste.

Am Beispiel der Winter 1955/56, 1956/57 und 1957/58 wird gezeigt, daß in der randalpinen Tallage fast der gesamte im Laufe des Winters fallende Niederschlag als Schmelzwasser wieder in Erscheinung tritt, daß also kein nennenswerter Verlust durch Verdunstung von der Schneedecke aus stattfindet. Größere Verdunstungsverluste treten erst nach der Schneeschmelze bei positiven Temperaturen vom Erdboden aus auf.

Bei der Versuchsanstalt für Wasserbau Oberrach der Bayer. Landesstelle für Gewässerkunde etwa 1 1/2 km südlich des Walchensees befindet sich seit 1937 eine Meßanlage, die den Zweck verfolgt, Einblick in die quantitativen Zusammenhänge zwischen Niederschlag, Auf- und Abbau der winterlichen Schneedecke und den Anteil einer etwaigen Schnee verdunstung am Wasserhaushalt zu vermitteln. Über die Meßanordnung ist bereits mehrfach berichtet worden (1,2). Hier sollen in erster Linie die Ergebnisse der drei letzten Winter gezeigt werden, zumal ein Teil des älteren Beobachtungsmaterials verloren gegangen ist oder aus anderen Gründen eine zuverlässige Bearbeitung nicht mehr zuläßt. Es darf ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß die gewonnenen Erkenntnisse zunächst nur für randalpine Tallagen Gültigkeit besitzen. Wie weit sie darüber hinaus verallgemeinert werden dürfen, kann sich nur aus vergleichenden Messungen in anderen Lagen und unter anderen klimatischen Bedingungen ergeben.

Oberrach liegt in etwa 820 m Meereshöhe in einem von SSW nach NNE verlaufenden Talboden, dem Oberrachtal, das bei Einsiedel in die südwestliche Bucht des Walchensees einmündet. Über eine niedrige Paßschwelle hinweg ist es mit dem weiten Talboden der Isar nördlich Mittenwald verbunden und läßt damit sowohl den aus nördlicher Richtung vom Walchensee einströmenden Winden als auch den häufigen aus dem

Isartal kommenden Föhnwinden ungehinderten Zutritt. Nach Westen und Osten hin ist es durch steile bewaldete Hänge abgeschirmt.

Die Meßvorrichtung besteht aus einer Plattform von 2,5x2,5 m, die in Höhe des umgebenden Geländes spielt und auf einer 3-to-Dezimalwaage ruht, welche ihrerseits in einer betonverkleideten rechteckigen Bodenausschachtung von etwa 3 x 4 m Grundfläche und 2 m Tiefe aufgestellt ist. Durch ein schwaches Gefälle zur Mitte der Plattform wird auffallendes Niederschlagswasser oder aus der Schneedecke ablaufendes Schmelzwasser einem senkrechten Rohr zugeführt und gelangt so in ein ebenfalls auf der Waage stehendes Sammelgefäß von 110 l Inhalt. Es wird also bei den Messungen zunächst mit gewogen und dann erst zur Mengenbestimmung durch einen Abzapfhahn abgelassen. Bei Niederschlags- oder Schmelzwasseranfall von mehr als 110 l erfolgt über einen Heber selbsttätige Entleerung des Sammelgefäßes in eine geeichte Meßtonne. Einzelheiten über die Meßanordnung sind aus Abbildung 1 zu ersehen.

Auf der Plattform vermag sich die winterliche Schneedecke ebenso wie in der Umgebung der Waage ungestört abzulagern. Entlang einem etwa 1 cm breiten Spalt, der die Schneelast der Waage von der Umgebung trennt und bei Neuschnee leicht zugeschnitten wird, kann von unten her vor der Messung eine senkrechte Schneidevorrichtung (starkes Blechschwert) geführt werden, damit das freie Spiel der Waage gewährleistet ist. Zur Vermeidung thermischer Beeinflussung der Schneedecke durch den darunterliegenden Bunker wird der Spalt außerhalb der Messungen von unten her verschlossen.

Die Anlage arbeitet, wie aus der Abbildung zu erkennen ist, bei Regen ohne Schneedecke wie ein großer Regenmesser, bei Schneedecke jedoch wie ein wägbares Lysimeter mit einer Grundfläche von 6,25 m², wobei die Schneelast der Funktion des Erdreiches des Lysimeters übernimmt. Auf Grund täglicher Wägungen ermöglicht sie damit die Erfassung der 24stündigen Niederschlagssummen, des ablaufenden Schmelzwassers und an niederschlagsfreien Tagen der etwa auftretenden Verdunstungsverluste aus der Schneedecke.

Zum letzten Punkt ist zu bemerken, daß bei täglich einmal stattfindenden Messungen nicht der Absolutbetrag der Verdunstung, sondern nur der Differenzbetrag (Verdunstung von der Schneefläche minus Kondensation auf der Schneedecke) bestimmt werden kann.

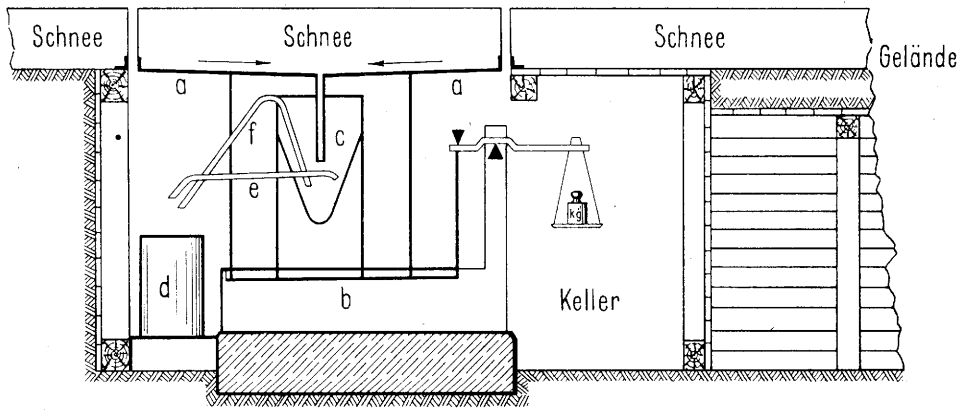


Abb. 1
Schnitt durch die Meßanlage
a Auffangfläche 6,25 m², b 3-to-Dezimalwaage, c Behälter für Schmelzwasser, d Meßtonne, e Abzapfhahn für Schmelzwasser, f Heber.

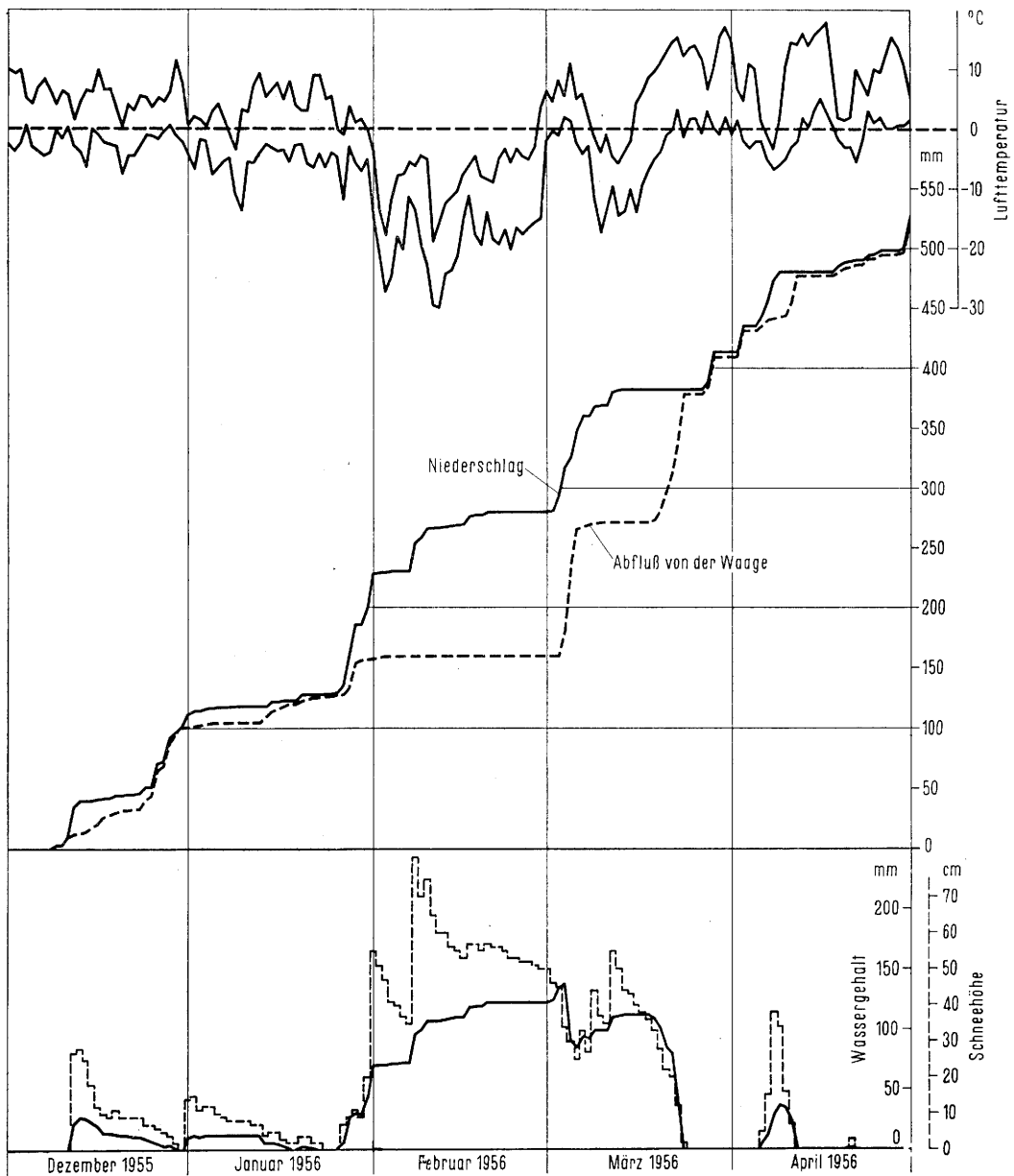


Abb. 2
Winter 1955/56

Je nach den meteorologischen Bedingungen vermag daher V sowohl mit positivem als auch mit negativem Vorzeichen aufzutreten. Es sei vorausgenommen, daß diese Änderungen von Tag zu Tag in beiden Fällen allgemein nur sehr kleine Beträge ausmachen, die nur ausnahmsweise eine Wasserhöhe von 1 mm erreichen oder überschreiten.

Zur Kontrolle der ebenfalls durch die Gewichtsänderung der Waage bestimmten täglichen Niederschlagshöhen ist unmittelbar neben dem Bunker ein normaler Hellmann'scher Regenmesser mit Auffangfläche in 1 m Höhe aufgestellt. Erwartungsgemäß liefert die Waage in Erdbodenhöhe größere Niederschlagsmengen als der Regenmesser 1 m über dem Boden, und zwar wurden im Winter 1955/56 109 %, in dem sehr schnee-armen Winter 1956/57 102% und im letzten Winter 110% der im Hellmann aufgefangenen Mengen erzielt. Nebenbei sei erwähnt, daß im Sommer der Regenmesser höhere Beträge liefert als die Waage, denn bei der Größe und der schwachen Neigung der Plattform verdunsten bei hohen Lufttemperaturen geringe Nieder-

schläge bereits, bevor sie über das Ablaufrohr zum Sammelgefäß gelangen.

Zum Schmelzwasseranfall konnte beobachtet werden, daß aus der Schneedecke auch bei negativen Lufttemperaturen häufig kleine Mengen zum Abfluß auf der Waage gelangen. Dies tritt vor allem bei verhältnismäßig geringen Schneehöhen (unter 40 bis 50 cm) auf und steht im Einklang mit den Beobachtungen, über die M. de Quervain (3) berichtet hat: Ein Teil der Strahlung dringt bei geringer Schneehöhe durch die Schneedecke hindurch und heizt die Unterlage auf, wodurch von unten her der Schmelzvorgang eingeleitet wird. Demgegenüber scheint eine Beeinflussung durch den darunterliegenden Bunkerraum unerheblich zu sein, wie laufende Kontrollmessungen der Temperatur im Bunker ergeben. Auch der Umstand, daß der an sich bei Frostlagen geringe Schmelzwasseranfall praktisch zum Erliegen kommt, wenn die Schneedecke höhere Beträge annimmt, bestätigt diese Feststellung.

Die folgenden Abbildungen 2 bis 4 zeigen für die drei letztvergangenen Winter bis Ende April im oberen Teil

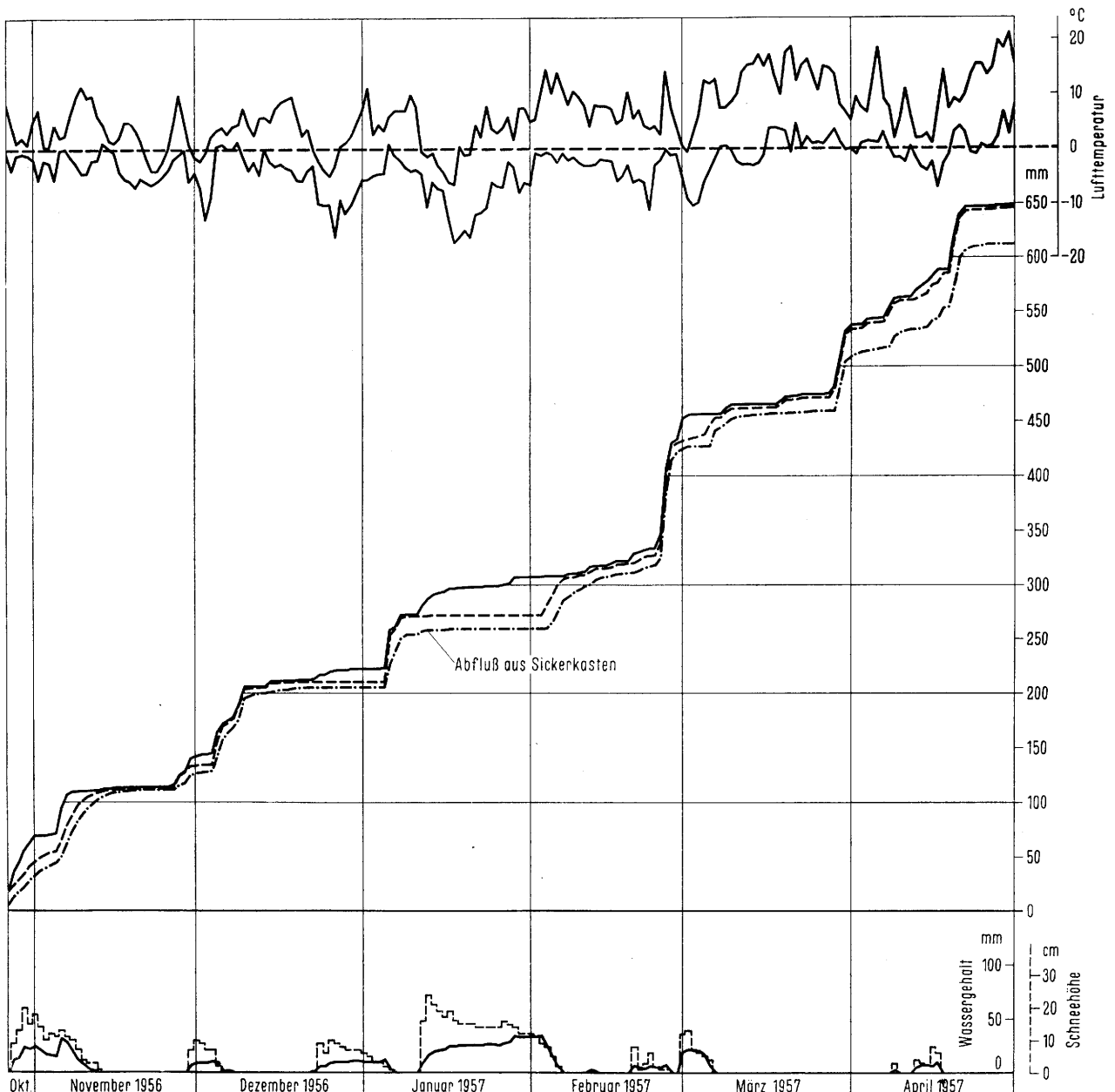


Abb. 3
Winter 1956/57

den Gang der täglichen Lufttemperatur an der meteorologischen Station Oberrach in 2 m Höhe (Maximum und Minimum). Darunter ist in Summenliniendarstellungen der auf der Waage gemessene Niederschlagszuwachs und der Schmelz- bzw. Niederschlagswasseranfall im Sammelgefäß in mm Höhe aufgetragen. Waagrechtlicher Verlauf der Linien zeigt niederschlags- oder abflußlose Zeitabschnitte an. Am unteren Rande ist der durch tägliche Wägungen bestimmte Wassergehalt der Schneelast in mm sowie in dem getrepten Linienzug die Schneehöhe in cm angegeben.

Der Winter 1955/56 beansprucht besonderes Interesse, weil er den extrem kalten und dabei schneereichen Februar 1956 einschließt. Die Darstellung beginnt erst mit dem 1. Dezember, da der Bunker im Herbst 1955 umgebaut werden mußte, außerdem war der November schneefrei. Der Winter brachte 108 Tage mit Schneedecke, davon 71 Tage mit mindestens 10 cm und 36 Tage mit mindestens 40 cm Höhe. Die größte Höhe wurde mit 83 cm am 7. Februar gemessen. Der Verlauf der Summenlinien von Niederschlag und Abfluß zeigt im Vergleich mit dem mehrfachen Auf- und Abbau der

Schneedecke ebenso wie in den Darstellungen der folgenden Winter, daß nennenswerte Differenzen zwischen Niederschlag und Abfluß stets nur dann auftreten, wenn der Niederschlag ganz oder teilweise in der Schneedecke aufgespeichert wird. Dabei entspricht die Höhe des Wassergehaltes jeweils fast genau dem senkrechten Abstand der Summenlinien. Nach dem Abschmelzen einer Schneedecke treffen die beiden Summenlinien wieder nahezu zusammen, wobei sich ihr Abstand im Laufe des Winters fast unmerklich etwas vergrößert und nach dem Abschmelzen der Haupt-Schneedecke Ende März 4 mm beträgt. Dieser Differenzbetrag von 4 mm tritt in der gleichen Größe auch nach dem Abtauen der Nachschneedecke Mitte April auf und bleibt bis Monatsende bestehen. Daraus ist zu erkennen, daß aus der Schneedecke keine ins Gewicht fallenden Verdunstungsverluste stattgefunden haben, daß vielmehr nahezu die ganze Niederschlagsmenge des Winters als Schmelzwasser auf der Waage wieder in Erscheinung getreten ist.

Im Gegensatz zu dem vorausgegangenen war der Winter 1956/57 ausgesprochen schneearm. Er brachte an

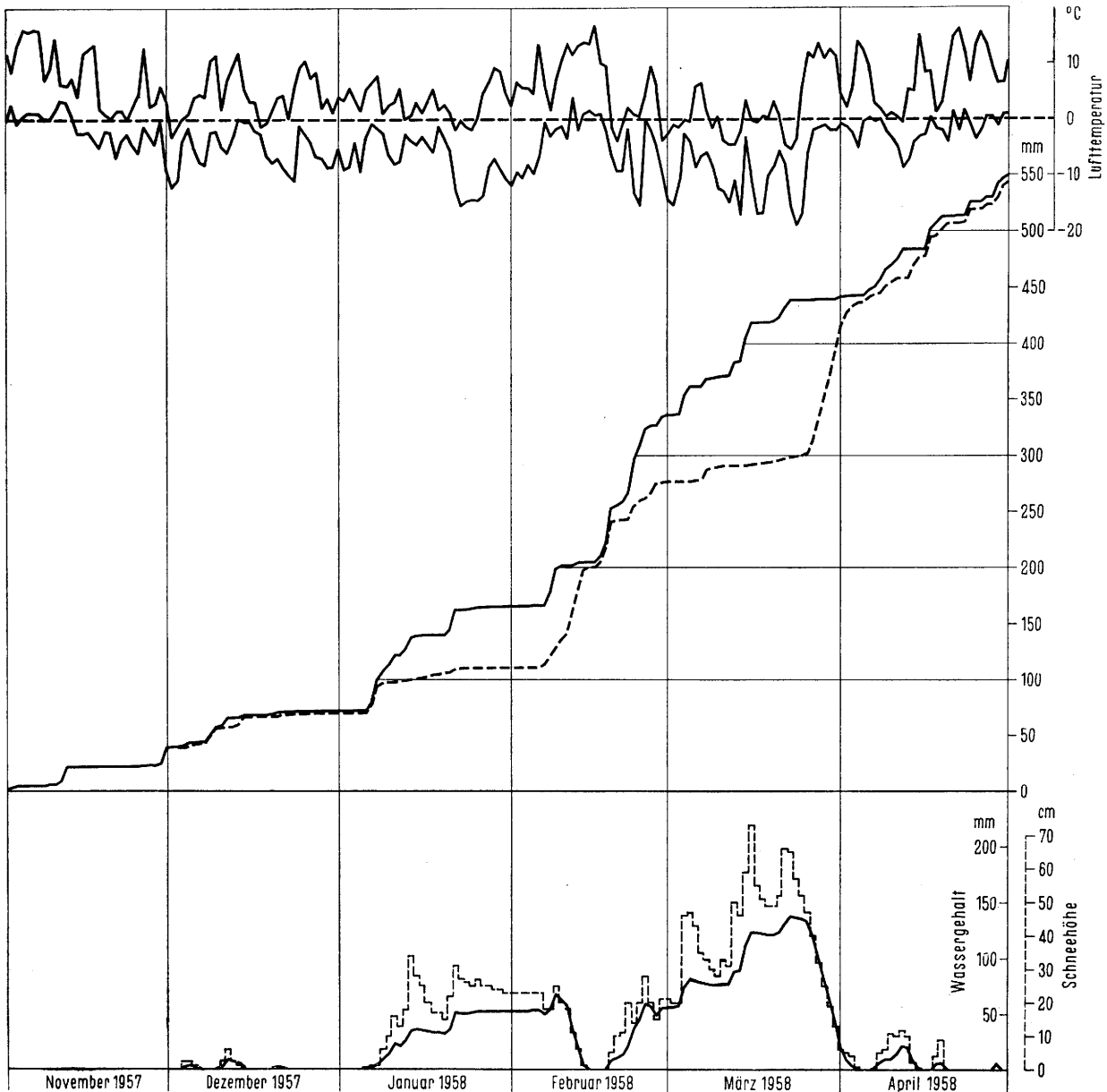


Abb. 4
Winter 1957/58

nur 89 Tagen eine Schneedecke, an 37 Tagen wurden 10 cm erreicht oder überschritten, die größte Schneehöhe betrug 24 cm am 12. Januar. Die Abbildung beginnt mit dem 26. Oktober, weil es bereits am 27. Oktober zur Ausbildung einer ersten Schneedecke kam, die bis zum 12. November wieder abgebaut wurde. Der Verlauf der Summenlinien zeigt ebenso wie im Vorjahr ein stärkeres Abweichen zwischen Niederschlag auf und Abfluß von der Waage nur in den Zeiten der Speicherung, nach Abschmelzen der Schneedecken wieder fast völliges Zusammenfallen, und Ende April beträgt die Differenz wiederum nur 4 mm.

In Erweiterung der vorausgegangenen Abbildung ist hier noch eine dritte Summenlinie aufgetragen: Es wurde nämlich im Anschluß an den erwähnten Umbau des Bunkers neben diesem ein mit Erdreich gefüllter Sickerkasten von 1 m² Fläche und 50 cm Tiefe angelegt, dessen Boden schwach geneigt ist und über ein Zuleitungsrohr das am Boden des Kastens auftretende Sickerwasser dem Bunker zuführt, wo es unabhängig von dem von der Waage ablaufenden Wasser erfaßt werden kann. Um das Abfließen des Sickerwassers einwandfrei zu ermöglichen, ist der Boden des Kastens mit einer dünnen Schotterschicht bedeckt. Nachdem der Kasten ein Jahr lang unberührt belassen war und sich keine Setzungserscheinungen an der Oberfläche mehr zeigten, wurde im Herbst 1956 mit der Erfassung der Sickermengen begonnen, die Ergebnisse sind in der untersten Summenlinie dargestellt. Zu ihrer Beurteilung muß erwähnt werden, daß dem 26. Oktober eine 17-tägige fast niederschlagsfreie Spanne bei verhältnismäßig hohen Temperaturen vorausging, und daß auch die letzte Aprildekade kaum Niederschläge und für die Jahreszeit sehr hohe Temperaturwerte brachte. Da vor dem 26. Oktober und vom 25. April ab die Sickerwasserabgabe praktisch auf null zurückging, ist anzunehmen, daß der Bodenfeuchtegehalt zu Beginn und Ende des Beobachtungszeitraumes sehr gering war, und daß der Differenzbetrag zwischen Niederschlag und Sickerwasserabgabe beim Abschluß der Summenlinien fast ausschließlich auf die Verdunstung aus der 50 cm mächtigen Bodenschicht entfällt.

Ein Vergleich des Abflusses von der Waage und der Sickerwasserabgabe zeigt nun, daß die Sickerwasserlinie stets hinter der Wasserabgabe der Waage etwas nachhinkt, und daß mit dieser selbstverständlichen Abflußverzögerung durch die Bodenschicht zunächst auch eine Anreicherung der Bodenfeuchte im Kasten ver-

bunden ist. Bis gegen Ende März ist jedoch der Differenzbetrag verhältnismäßig gering, er beträgt am 27. März 15 mm. Dann nimmt er jedoch mit zunehmender Sonneneinstrahlung, nur noch vorübergehender Schneebedeckung und vor allem gegen Ende April sehr hohen Tagestemperaturen rasch zu und erreicht bis zum 30. April 37 mm. Dies deutet darauf hin, daß die Verluste zwischen Schneeniederschlag und Abfluß, die in der winterlichen Wasserbilanz alljährlich festzustellen sind, vorwiegend auf dem Wege über die Schneeschmelze, Feuchteanreicherung im Erdreich und sodann über die Verdunstung vom ausgeaperten Boden bei hohen Temperaturen nach Wintersende erfolgen.

Im Winter 1957/58 trat an insgesamt 105 Tagen eine Schneedecke auf, an 78 Tagen wurden 10 cm, an 18 Tagen 40 cm Höhe erreicht oder überschritten. Die größten Schneehöhen wurden erst im März erreicht (15. März 73 cm), nachdem bereits Mitte Februar durch eine sehr milde Föhnlage die vorher vorhandene Schneedecke vollständig abgebaut worden war. Zu diesem Zeitpunkt beträgt die Differenz zwischen der Niederschlags- und Abflußsummenlinie bereits 5 mm, sie steigt in der Folge in dem sehr kühlen März und April nur noch geringfügig an und erreicht bis Ende des Winterhalbjahres den Betrag von 7 mm. Es bestätigt sich also auch hier wiederum ebenso wie in den Vorjahren, daß die Verdunstungsverluste aus der Schneedecke vernachlässigbar klein verblieben sind, d. h. daß praktisch die gesamte Niederschlagsmenge, die im Laufe des Winters in der Schneedecke aufgespeichert wird, auch wieder zum Abschmelzen kommt.

Die Abflußmengen aus dem Sickerkasten lassen sich für diesen Winter leider nicht auswerten, da infolge Unachtsamkeit die hier abgelagerte Schneedecke während des Winters wiederholt von außen her gestört wurde.

Literatur

- (1) Kirschmer, O. u. Rimkus, K.: Schneeverdunstung und Schneeschmelze. *Brit. Fiatber.* Nr. 1008 (1946)
- (2) Kern, H.: Schneeverdunstungsmessungen in Oberrhein. *Bes. Mitt. Dt. Gewässerkundl. Jb.* Nr. 12 (1955)
- (3) de Quervain, M.: Über den Abbau der alpinen Schneedecke. *UGGI Ass. Gen.* Oslo 1948

5.14. Aus Schneevorratsmessungen abgeleitete Zuflußprognosen zu voralpinen Energiespeichern (erläutert am Beispiel „Walchensee“)

von

Fritz Wöhr

(mit 2 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

Die Bewirtschaftung großer alpiner und voralpiner Energiespeicher erfolgt heute vielfach unter Zuhilfenahme mathematisch-statistischer Zuflußprognosen. Besonders günstige Ergebnisse werden erzielt, wenn die zur Füllung der Speicher dienenden Frühsommer-Zuflüsse mit den Schneereserven im Einzugsgebiet korreliert werden. Diese Untersuchungen setzen die Vornahme von Schneemengenmessungen voraus. Die Ergebnisse derartiger Messungen bzw. Berechnungen werden am Beispiel „Walchenseekraftwerk“ der Bayernwerk AG, München, Bayerische Landesenergieversorgung, gezeigt. Die hauptsächlichlichen technischen und hydrotechnischen Daten der Kraftwerksanlage werden vor der Besichtigung des Werkes bekanntgegeben.

Abstract

At present, the operation of large alpine or pre-alpine reservoirs is frequently based on flow predictions deduced from mathematical computations and records. Particularly valuable data are obtained by correlating the early summer runoff serving to fill the reservoir with the snow reserves of the drainage area. These studies require the measuring of snow stocks. An example for demonstrating the results of these measurements and computations constitutes the Walchensee hydro plant of Bayernwerk, Munich. A summary of its principal technical and hydrological characteristics will be given prior to its visit.

Résumé

Les exploitants des grands réservoirs des Alpes et Préalpes se servent aujourd'hui bien souvent des prévisions des débits établies à partir de calculs mathématiques et statistiques. En établissant la corrélation entre les écoulements au début de l'été participant au remplissage des réservoirs et les réserves en neige dans le bassin versant on obtient des résultats particulièrement favorables. Une telle étude ne peut se faire que par la mesure des stocks neigeux. Un exemple pour démontrer les résultats de ces mesures et les calculs est la centrale du Walchensee de la Société Bayernwerk, Munich. Un aperçu des principales caractéristiques de cette centrale aux points de vue technique et hydrotechnique sera donné avant sa visite.

Unter anderen praktischen Anwendungszwecken dienen die Ergebnisse der Alpinen Meteorologie auch der Wasserkraftwirtschaft.

Bayern ist das an Wasserkraften reichste Land der Bundesrepublik. Derzeit werden bei normaler Hydraulizität rund 60% des bayerischen öffentlichen Strombedarfs von etwa 10 Mrd. kWh/Jahr aus einheimischen Wasserkraftwerken gedeckt.

Bayern hat große Laufwasserkraften; dagegen fehlen Hochdruckwerke mit größeren Fallhöhen als 200 m je Stufe und große alpine Speicherräume über 50 Mio kWh Energie-Inhalt (bezogen auf das Sperrkraftwerk).

Wir sind daher begreiflicherweise sehr daran interessiert, unseren größten Alpenspeicher, den Walchensee, wasserkraftwirtschaftlich so günstig wie möglich einzusetzen. Hierbei unterstützt uns die Alpine Meteorologie, wie im folgenden erläutert wird:

Die Zuflüsse zu den Wasserkraftwerken sind stark niederschlagsabhängig und daher ebenso unsicher wie das Wetter. Dieser Nachteil erschwert die Energiepositionen des Lastverteilers.

Das Auftreten bestimmter Wasserkraftdargebote an unseren energiewirtschaftlich genutzten alpinen und voralpinen Flüssen beurteilen wir in der Regel nach deren langfristigen, statistischen Verteilungen. Hierbei können die Streuungen ziemlich groß ausfallen; bis über $\pm 30\%$.

Wesentlich günstiger liegen die Verhältnisse bei Frühsommerabflüssen, die aus der Schneeschmelze der in den bayerischen und österreichischen Alpen gelegenen Einzugsgebiete gespeist werden. Diese Abflüsse sind wichtig für die Füllung unserer beiden großen Energiespeicher: des Walchensees im Isargebiet und des Forggensees (Roßhauptener Speicher) im Lechgebiet.

Zwischen der Schneereserve und dem Sommerabfluß haben wir auch für das voralpine Gebiet noch befriedigende Korrelationen gefunden. Der aus den Streumaßen des Schneevorrats und der Sommerabflüsse errechnete Korrelationskoeffizient r erreicht Werte von etwa 0,6. Das Bestimmtheitsmaß $B = r^2 = 0,36$ besagt demnach, daß rund 40% aller Abweichungen der Speicherzuflüsse von ihrer Norm durch den meßbaren Schneevorrat erklärt werden können. Auf diese Weise konnten wir die Streuung auf etwa $\pm 20\%$ herabdrücken.

Die Rechenmethoden, die wir hauptsächlich an französischen Vorbildern studiert haben, erlauben uns längerfristige Voraussagen der zur Speicherfüllung benötigten Zuflüsse über 3 . . . 4 Monate. Es ist klar, daß

auf diese Weise der wirtschaftliche Einsatz der den Speichern nachgeschalteten Kraftwerke während der Füllungszeit erleichtert wird.

Das Ergebnis der diesjährigen, zum 1. 4. 1958 bekanntgegebenen Zuflußvorhersage zeigt Abbildung 1. Die Prognose erstreckt sich auf den Füllungszeitraum des Walchenseespeichers vom 1. 4. bis 30. 6. 1958. Die durch gerade Linien verbundenen Punkte sind die mit 90 . . . 50 . . . 10% Überschreitungswahrscheinlichkeit vorausgerechneten Werte. Der Kurvenzug stellt den auf Grund der Wetterlage tatsächlich aufgetretenen und gemessenen Zufluß zum Speicher dar, der sowohl nivalen als auch pluvialen Ursprungs ist. Die Zuflußsumme des Beobachtungszeitraums ($298 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) weicht um + 3,5% von der 5/10-Vorhersage ($288 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) ab.

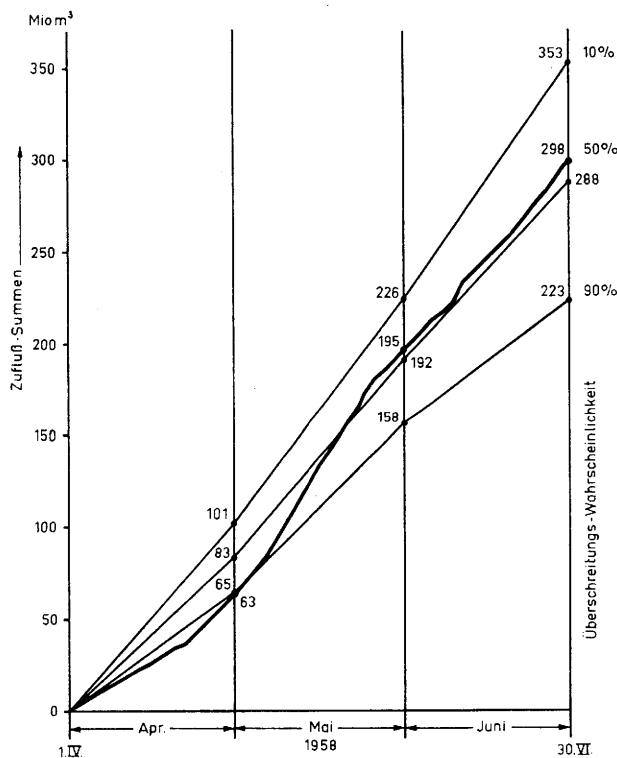


Abb. 1
Zuflußvorhersage für das Walchensee-Einzugsgebiet vom 1. 4. — 30. 6. 1958

Auf interessante Einzelheiten der Schneemengenmessungen kann aus Zeitmangel leider nicht eingegangen werden. Es sei nur mitgeteilt, daß rund 80 Meßstellen (Schneepegel und Totalisatoren) beobachtet werden, die zum großen Teil im österreichischen Einzugsgebiet des Walchensees liegen. Es darf an dieser Stelle besonders betont werden, daß die Zusammenarbeit mit den zuständigen österreichischen hydrographischen Landesbehörden und Dienststellen ausgezeichnet ist.

Zur Information über die anschließend stattfindende Besichtigung der Kraftwerksanlagen der Bayernwerk AG (Bayerische Landeselektrizitätsversorgung) im Walchenseegebiet sollen nachfolgend die wichtigsten technischen und hydrotechnischen Daten dieser Kraftwerksgruppe mitgeteilt werden:

Der Walchenseespeicher ist rund 16 km² groß und faßt 110 Mio m³ nutzbares Speicherwasser oder 42 Mio kWh in Energie, bezogen auf das Sperrkraftwerk. Weitere rund 50 Mio kWh fallen als Fernwirkung in den derzeit dem Speicher nachgeschalteten Kraftstufen

bis zur Landesgrenze an. Die maximale Speicherspiegelschwankung ist rund 7 m.

Das Einzugsgebiet beträgt 770 km² zwischen 800 . . . 2700 m Seehöhe, vorwiegend im österreichischen Karwendel; es liefert normal 820 Mio m³ im Jahr, davon etwa 120 Mio m³ aus der Frühjahrs-Schneeschmelze. Die durchschnittliche Niederschlagshöhe beträgt 1500 mm im Regeljahr.

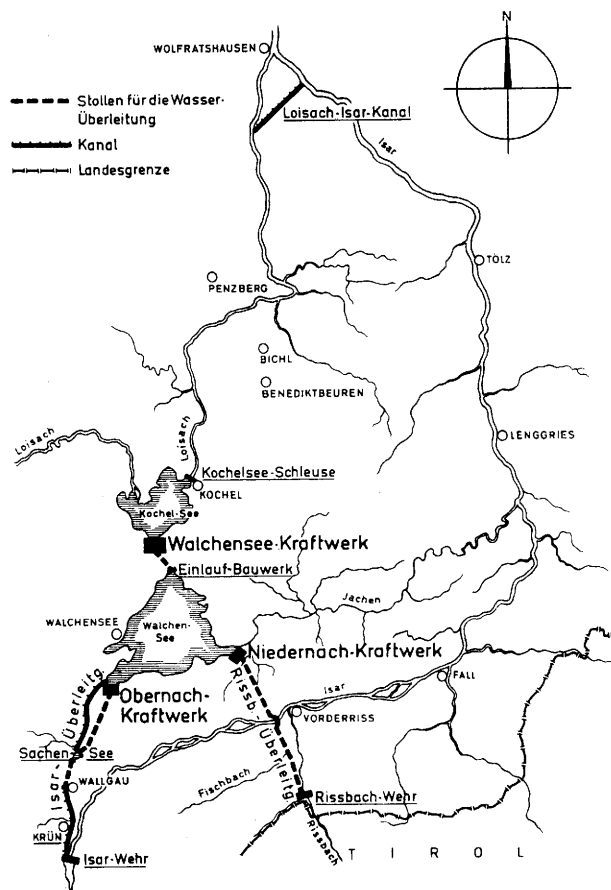


Abb. 2
Das Walchensee-Kraftwerkssystem

Der See wird — wie aus Abbildung 2 ersichtlich ist — hauptsächlich von zwei künstlichen Beileitungen — aus Isar und Rißbach — angespeist. (Wasserfassungen „Krün“ und „Rißbachwehr“).

Der Kraftabstieg erfolgt über die beiden Zwischenstufen „Oberrnach“ und „Niederrnach“ über insgesamt maximal 270 m bis zum Gegenspeicher „Kochelsee“.

Installiert sind in der Zwischenstufe Oberrnach-Kraftwerk rund 22 000-Turbinen-PS, in der Zwischenstufe Niederrnach-Kraftwerk rund 3 000-Turbinen-PS. Ferner sind installiert in der Hauptstufe Walchensee-Kraftwerk rund 170 000-Turbinen-PS. Die gesamte Anlage erzeugt rund 400 Mio kWh im Regeljahr; davon 42% im Winter. Ein Teil der Erzeugung dient der Bahnstromversorgung. Der Energie-Abtransport erfolgt mit 110 kV Übertragungsspannung in das Landes- bzw. Bahnnetz.

Besonderer Wert wird auf die Messung des in den Turbinen verarbeiteten Wassers gelegt. Im Walchensee-Kraftwerk befindet sich eine Wasserwarte, in welcher alle wesentlichen hydrotechnischen Betriebswerte zentral registriert und überwacht werden.

5.15. Die Zuflußvorhersage aus Schneegewichtsbestimmungen für den Lechspeicher Roßhaupten von April bis Juli (Einzugsgebiet 1582 km²)

von

Josef Frohnholzer

(mit 7 Abbildungen und 2 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Erstmals im Januar 1958 monatliche Schneegewichtsbestimmungen für Ermittlung des Wassergehalts an 45 Stellen. Berechnung der Schnee-Wasservorräte zum 1. 4. 1958 mit 625 Mio m³ Brutto.

Aus hydrographischen Unterlagen rückwirkend bis 1946 Studium der Beziehung monatliche Niederschlagsfülle minus monatliche Abflußfülle. Hieraus Verlagerungen des Wassers vom Schnee zum zusätzlichen Frühjahrsabfluß und Aufstellung von Regressionsgleichungen für Zufluß-Prognose 1958 auf der Basis eines Netto-Wasservorrates von 425 Mio m³.

Für die Schätzung des Verlustanteils gibt es keine Anhaltspunkte. Hier spielt das Schwanken der Frostgrenze während des Abschmelzvorgangs eine entscheidende Rolle. Es sind keine Unterlagen über dieses Schwanken innerhalb eines vielgestalteten Gebirgsreliefs bis 3 000 m Höhe bekannt. Ein Fern-Thermometer mit einem Fern-Schneepegel an repräsentativer Stelle könnte ähnlich aktuelle Meßwerte liefern wie Fern-Wasserpegel modern ausgerüsteter Flußgebiete. Vom Schnee-Pegel Zugspitzplatt ließen sich rückwirkend interessante Zusammenhänge der Abflußtendenzen im Lechgebiet ableiten.

Abstract

In January 1958 first time monthly determinations of the snow-weight at 45 places were made to find out the water-content. Calculation of the snow-water-supply for the 1. 4. 58 with 625 Mio m³ gross.

Reactive until 1946 studies of the relation monthly rainfall minus monthly runoff-water were made by hydrographic datas. Hereby transformation of snow into water as an additional spring-runoff and preparation of "Regressions-equations" for the watersupply-forecast 1958 on the base of the net watersupply of 425 Mio m³.

There are no criterions for the taxation of the part of losses. An importing fact herefore is an exact determination of the rhythmic of freezing-limits during thawing off. No datas are known about this rhythmic within a multiformed mountain-relief until a height of 3000 m. A tele-thermometer with a tele-snowgauge at a "representative" place could deliver analogous actual test-results as tele-watergauges of modern outfitted river-areas. By the snowgauge of the Zugspitzplatt interesting relations of the runoff-tendencies within the Lech-area could be learned reactively.

Résumé

En janvier 1958 les premières pesées mensuelles de la neige ont été effectuées à 45 stations pour en déterminer la valeur en eau. Les réserves en neige et en eau au 1 avril 1958 s'évaluaient à 625 millions m³.

Etude sur la relation entre précipitations mensuelles et débits mensuels basée sur des données hydrographiques tenues à jour depuis 1946. Partant de cette étude il était possible de déterminer la participation de la fusion nivale aux gonflement des débits de printemps et d'élaborer des équations de régression permettant d'établir sur la base d'une réserve nette d'eau de 425 millions m³ la prévision des débits pour l'année 1958.

Pour l'évaluation des pertes il n'y a pas de points d'appui. Ici la fluctuation de la limite de gel pendant la fusion nivale joue un rôle important. Il n'existe pas de statistiques sur ces fluctuations pour une chaîne de montagne multiforme s'élevant à 3000 m. A l'aide d'un téléthermomètre et d'un dispositif pour mesurer à distance la hauteur de neige installés à un endroit caractéristique on pourrait obtenir des valeurs actuelles semblables à celles fournies par les appareils de télémesure du niveau d'eau des systèmes modernes de jaugeage des cours d'eau. L'observation de la hauteur de la nappe de neige sur le Zugspitzplatt permettaient de dégager des corrélations intéressantes avec le régime des débits du bassin du Lech.

Vorbemerkung

In Anlehnung an das Referat von Herrn Dr.-Ing. Wöhr über den Walchensee-Speicher werden zunächst die Vergleichszahlen für den seit 1954 betriebenen Speicher Roßhaupten gegeben:

Einzugsgebiet: 1582 km² zwischen 780 und 3000 m Meereshöhe vorwiegend in Österreich;

daraus mittlerer Jahreszufluß: 2200 Mio m³, davon 1600 Mio m³ entsprechend 73% im Sommerhalbjahr;

darin ist der Anteil der Schneeschmelze mit durchschnittlich 285 Mio m³ enthalten.

Die langjährige Niederschlagshöhe beträgt 1720 mm.

Der Forggensee hat eine Oberfläche von nahezu 16 km² und einen Nutzinhalt von 135 Mio m³ Wasser.

Am Fuß der Talsperre erzeugt das Speicher-Kraftwerk 168 Mio kWh im Regeljahr bei einer Ausbauleistung von 48 000 kW.

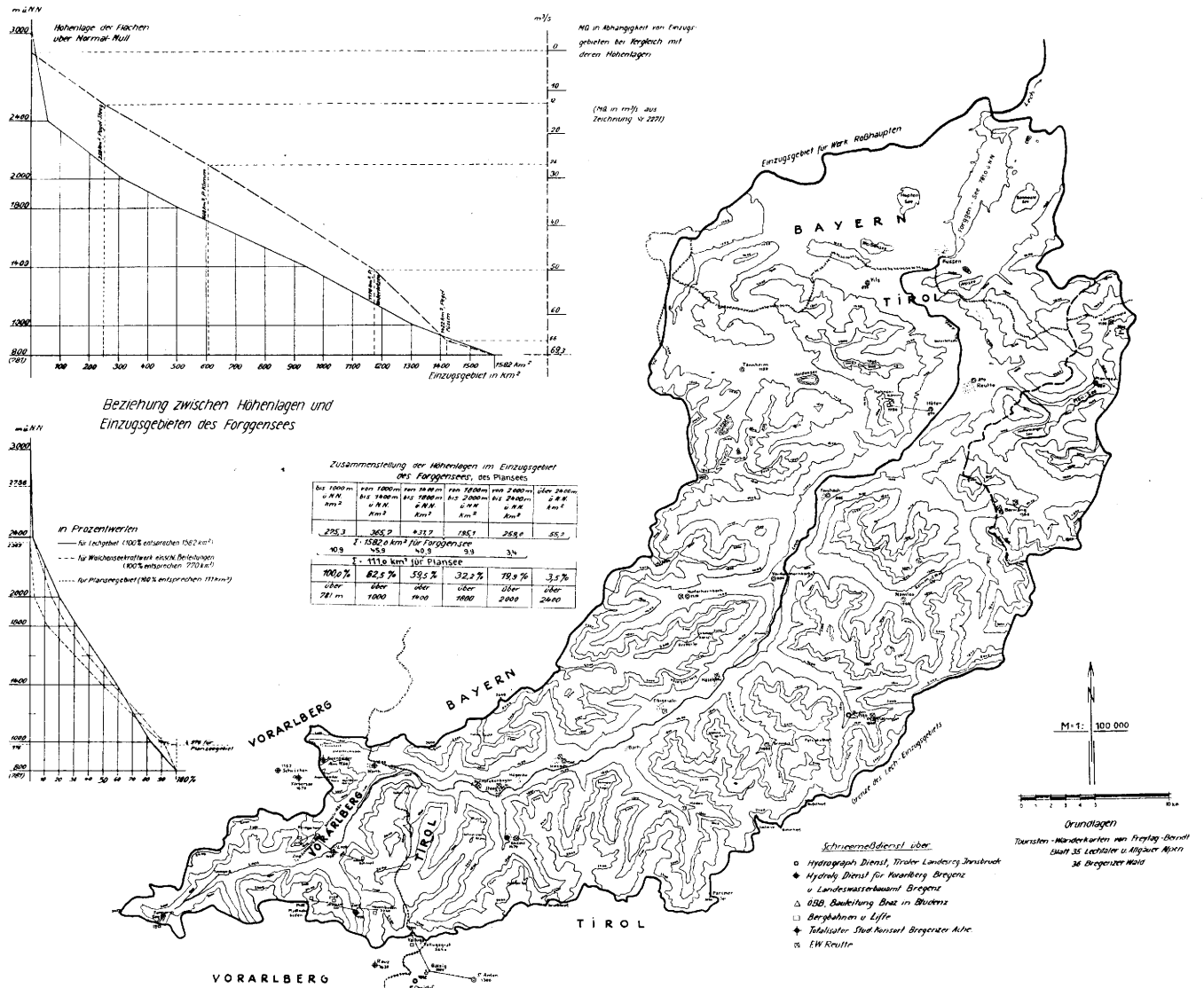


Abb. 1

Einzugsgebiet des Lechspeichers Forggensee mit Höhenebenen und Meßstationen für den Schneemeßdienst. Links oben Beziehung zwischen Höhenlagen und Teileinzugsgebieten des Forggensees. Links unten prozentualer Verlauf des Einzugsgebietes des Forggensees der BAWAG, des Walchensees der BAG und des Plansees des EW Reutte.

Abbildung 1 zeigt die Übersicht über das Einzugsgebiet mit den 45 Meßstellen für die Bestimmung der Schneehöhe und des Wassergehaltes. Oben links ist die Beziehung zwischen den Höhenlagen und den Teileinzugsgebieten zu erkennen. Darunter der prozentuale Verlauf mit dem Vergleich zur gestrichelten Linie des Walchenseegebietes.

Die Zuflußvorhersage für 1958 und die nachträgliche Kritik

Auf das Meßverfahren kann aus Platzmangel nicht näher eingegangen werden. Die Messungen lieferten die Grundlage für die Berechnung der Brutto-Schneevorräte. Der Verlauf über die Höhengliederung des Einzugsgebietes ist für die einzelnen Monate Januar bis Juni auf Abbildung 2 dargestellt.

Man erkennt den kräftigen Aufbau vom Januar über den Februar zum März. In den Hoch- und Mittellagen bringt der April noch einen weiteren Zuwachs, während unter der Höhe 1400 m bereits die Abschmelzung

einsetzt. Ende Mai sind nur noch Schneevorräte über Höhe 2000 m und Ende Juni über Höhe 2400 m vorhanden. Zwischen den Monaten Januar und April schwankt die Schwerpunkthöhe der Schneereserve nur um plus minus 50 m um die Höhe 1870 m.

Mit Hilfe der Korrelationsrechnung wurde erstmals die Zufluß-Prognose für 1958 aufgestellt. Grundlage hierfür war das hydrographische Material von 1946 bis 1957. Abbildung 3 zeigt mit ausgezogenen Linienzügen den zu erwartenden Zufluß auf Grund der aus der Schneeberechnung um den geschätzten Verlustanteil verminderten Netto-Schneereserve von 425 Mio m³ zum Stande von Ende März.

Die gepunktete Kurve zeigt den wahren Zufluß in den Speicher in der Summe der täglichen Volumina. Es fällt das starke Zurückbleiben im April, der im Alpengebiet noch ein Wintermonat war, auf. Dann allerdings nähert sich die Kurve sehr schön der Linie der 50%-Wahrscheinlichkeit, um dann im Juni und stärker im Juli abzufallen.

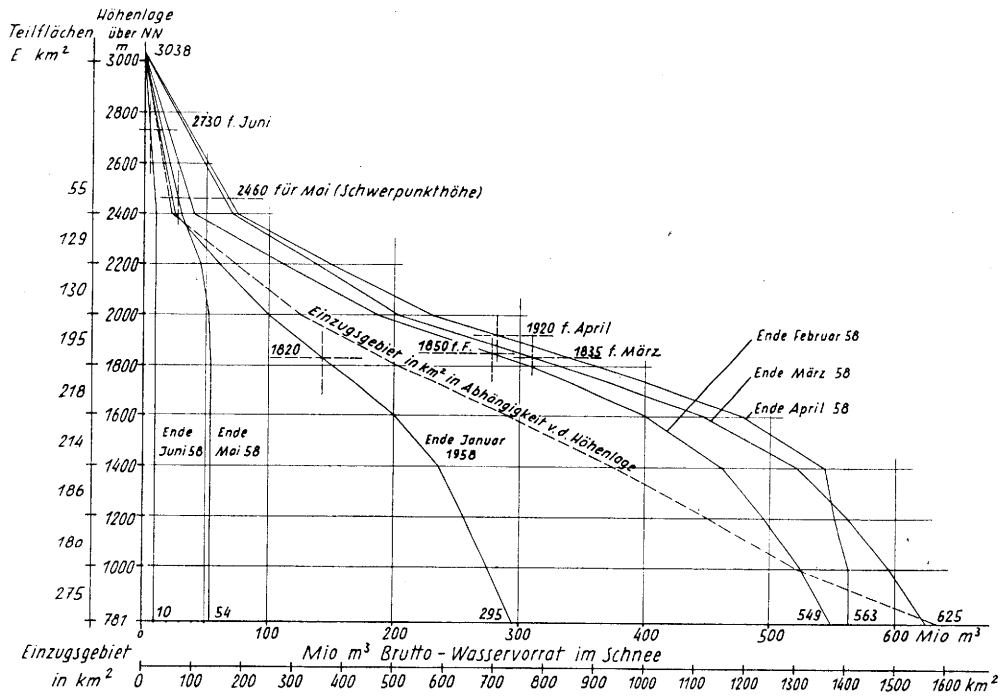


Abb. 2
Wasserwirtschaft und Schneewirtschaft für Lechspeicher Roßhaupten im Winter 1957/58. Summenkurven der Höhengschicht-Vorräte in Mio m³ brutto für Ende Januar und Ende Juni 1958 mit Schwerpunkt-Höhen.

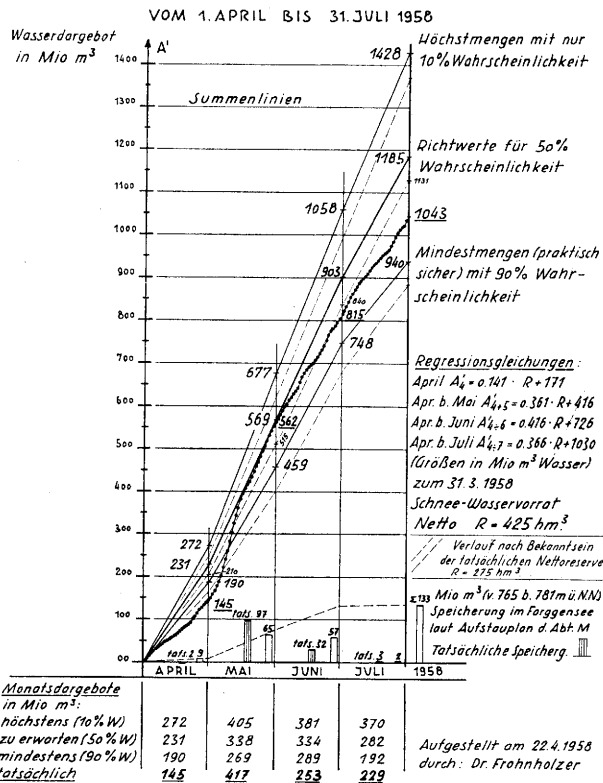


Abb. 3
Zuflußvorhersage für das Einzugsgebiet des Forggensees mit Kraftwerk Roßhaupten mit Eintragung der gepunkteten Kurve für den tatsächlichen Summenzufluß und der gestrichelten Linie nach Bekanntsein der tatsächlichen Netto-Schneereserve.

Wie Sie anschließend sehen werden, erwies sich die Schätzung der Netto-Schneereserve mit 425 Mio m³ als zu groß. Es kamen im Mai nur 275 Mio m³ zur Wirkung. Verbessert man die ursprünglichen Linienzüge

auf dieser Grundlage, dann entstehen die gestrichelten Linienzüge, die mit der Wirklichkeit besser übereinstimmen und den für das Walchenseegebiet festgestellten Verhältnissen ähnlich sind.

Abbildung 4 zeigt nun das Wechselspiel zwischen monatlichen Niederschlags- und Abflußfüllen im Lech-Einzugsgebiet in den oberen Linienzügen.

Das mittlere Band enthält die Darstellung der Differenzen NF minus ZF für die einzelnen Monate und man erkennt die Verlagerung des im Winter als Schnee gespeicherten Niederschlags auf den Mehr-Abfluß als Schmelzwasser im Frühjahr. Bei dieser Abbildung sind nur die Jahre ab 1955 dargestellt. Unsere Unterlagen zeigen den längeren Zeitraum ab 1946. Nach dem sehr schneearmen Winter 1956/57 war auf Grund der vorhin geschilderten Schneemessungen für das vergangene Frühjahr mit einer über dem Durchschnitt von 285 Mio m³ liegenden Schneereserve von 425 Mio m³ zu rechnen. Während nun der April wider Erwarten nochmals einen Niederschlagsrückhalt brachte, fand praktisch die gesamte wirksam werdende Schneeschmelze im Monat Mai statt. In Wirklichkeit ist die Beziehung NF minus ZF zu roh, sie müßte Verbesserungen für Verdunstung, Vegetationsverbrauch und Versickerung bzw. Auffüllung von Grundwasserräumen für positive Werte erhalten. Es sind aber diese Verbesserungen nicht mehr meßbar, sie können daher nicht in eine rechnerische Beziehung eingeführt werden.

Auf dem unteren Teil von Abbildung 4 sind noch Ganglinien der Schneehöhen ausgewählter Stellen aufgezeichnet. Es handelt sich dabei um das Zugspitzplatt mit dem Schneepegel in Höhe 2650 m und um eine Beobachtungsstelle am Formarinsee in Höhe 1850 m, die im äußersten Winkel des Einzugsgebietes in Vorarlberg liegt. Die Tendenzen beider Kurven sind praktisch ähnlich. Für den vergangenen Winter lagen auch die Ergebnisse des Schneepegels auf dem

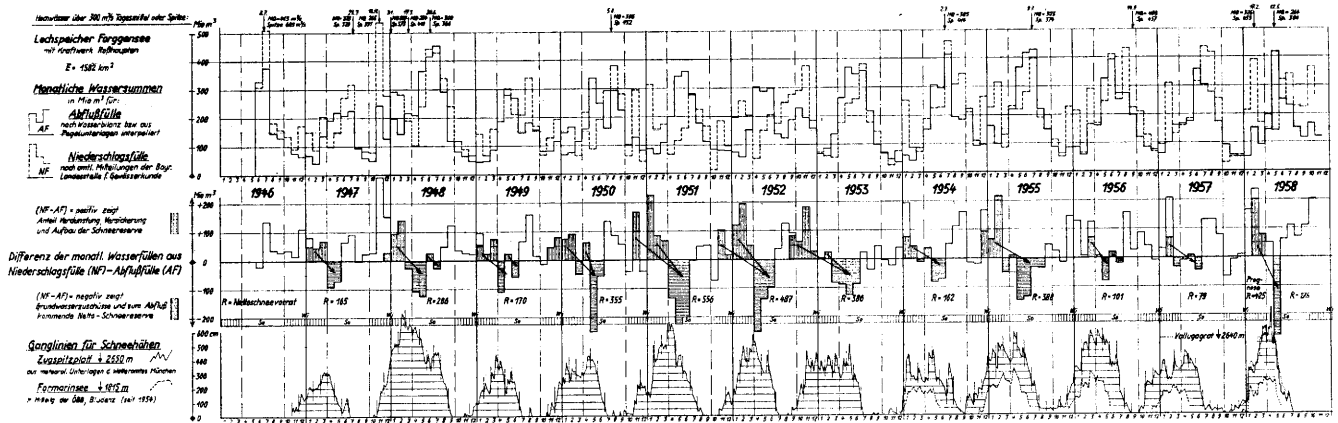


Abb. 4
Zusammenhang zwischen Abfluß, Niederschlag und Schneereserven für den Lech beim Kraftwerk Roßhaupten, sowie Vergleich mit den Ganglinien für Schneehöhen am Zugspitzplatt, am Formarinsee und am Vallugagrät.

Valluga-Grat in Höhe 2640 m vor, der im Vergleich zum 65 km entfernten Zugspitzpegel einen sehr ähnlichen Verlauf hat. Vergleicht man nun die Ganglinien der Schneehöhen mit dem Linienzug NF minus ZF für das Lechgebiet, so zeigt sich immer eine Übereinstimmung zwischen den steigenden und fallenden Ganglinien-Abschnitten für den Schnee und den positiven oder negativen Differenzen der Wasserführung. Weiter läßt sich erkennen, daß alte Zugspitz-Schneereserven über den Juli hinaus im Lechgebiet in der Regel keinen Zufluß-Überschuß mehr ergeben, da dann die Schneeschmelze im Lechgebiet bereits abgeschlossen oder zu großen Teilen verdunstet ist.

Wenn es nun gelingen würde, für das Lechgebiet neben der Dicke der Schneebedeckung und ihres Was-

sergehaltes das Schwanken der Nullgrad-Grenze eines typischen Punktes laufend zu erfassen, so könnten von diesem „Temperatur-Pegel“ aus Rückschlüsse auf die nach Tagen zu erwartende Zuflußmenge und die noch in Aussicht stehenden Reserven gezogen werden. Die Meteorologie mißt wohl Lufttemperaturen der freien Atmosphäre, doch sind keine Hinweise bekannt, die entsprechende Werte für ein großes Gebirgsrelief rasch und zuverlässig liefern könnten.

Tabelle 1 zeigt nun die für das Jahr 1958 aufgetretenen Zahlenwerte. Reichlichen Niederschlägen vom Januar bis April folgte der schwache Mai und der normale Juni. Im Februar trat für die 12jährige Beobachtung das Maximum, bestehend aus kräftigem Regen und starken Schneefällen, auf. Die Abweichung

Tab. 1

Wasserbilanz für Werk Lechspeicher Roßhaupten, E = 1582 km²

	1958	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.
Niederschlagsfülle f. 1958 Mio m ³	213	391	169	194	142	319	340	225	
Bemerkung		üb. Mittel	Max.	üb. Mittel	üb. Mittel	dritt kleinst	normal	normal	viert kleinst
NF für 1946/57 Mio m ³ Mittel	190	170	148	151	197	270	330	287	
„ Maximum	313	313	291	233	302	441	464	434	
„ Minimum	70	67	53	51	87	159	174	93	
Lufttemperatur zu normal	normal	um 1-3° zu warm	um 3,5-4,5° zu kalt	um 1,5-2,5° zu kalt	um 2-3° zu warm	um 0,5° zu kalt	um 1° zu warm	um 1,5-2° zu warm	
Sonnenscheindauer zu normal zu	lang	kurz	lang	kurz	lang	normal	lang	normal	
Zuflußfülle für 1958 Mio m ³	50	152	92	145	417	253	229	155	
Bemerkung		zw.- kleinst	Max	dritt kleinst	Min.	Max	zw.- kleinst	unter norm	dritt kleinst
ZF für 1946/57, Mio m ³ Mittel	89	72	136	212	307	328	289	214	
„ Maximum	198	142	216	304	367	416	456	294	
„ Minimum	45	40	85	149	175	208	136	96	
NF-ZF in Mio m ³ positiv negativ	+163	+239	+77	+49	-275	+66	+111	+70	
Bemerkung		← Aufbau der Schneereserve →				Abbau Schn. Verdunst.	← Aufgg. Grundw. →	Vegetation	Verdunstung, Vegetation und Grundwasser

der Lufttemperatur und der Sonnenscheindauer von den monatlichen Normalwerten sind angeführt. Wir bemerken die zu kalten Monate März und April und den zu warmen Mai mit hoher Sonnenscheindauer.

In den monatlichen Zuflußfüllen treten nun erhebliche Schwankungen auf, mit einem Minimum für Januar, dem Maximum für Februar, einem sehr kleinen Wert für den sehr kalten März, dem Minimum für den winterlichen April und dem Maximum für den warmen Mai. Bei Rückwärtsvergleich bis zum Jahre 1900 gab es noch weitere 10 Mai-Monate, die über 417 Mio m³ lagen. Das eigentliche Maximum war 570 Mio m³ im Mai 1907. Der Juni brachte wieder den zweitkleinsten Zufluß, Juli und August lagen weit unter normal. So war dies für Niederschlagsfüllen und Abflußfüllen ein Schwanken in Extremen.

In den unteren Zeilen ist für die Beziehung NF minus ZF der Aufbau der Schneereserve mit einer Summe von 528 Mio m³ zu erkennen. Interessant ist im Vergleich hierzu der in Abbildung 2 für den gleichen Zeitraum dargestellte Wert der Bruttoreserve von 563 Mio m³ für Ende April. Im Mai zeigen sich dann die 275 Mio m³ aus dem Abbau der Schneevorräte, der Rest verdunstete oder füllte das Grundwasser auf. Der Juni brachte wider Erwarten einen neuen Rückhalt, der wohl der Vegetation und der Grundwasserauffüllung zuzuschreiben ist.

Man sieht, daß das Vorausschätzen der Verluste Schwierigkeiten macht. Innerhalb der betrachteten 12 Jahre schwankten die rechnerischen Verluste zwischen 0% für 4 Jahre (d. h. es müssen die gesamten gespeicherten Niederschläge zum Abfluß gekommen sein) und 75% für das Jahr 1956 mit sehr milden, niederschlagsreichen Monaten Dezember und Januar ohne Bildung wesentlicher Schneevorräte. Im vergangenen Winter betragen die Verluste rund 48%. Für die Prognose waren nur 32% Verluste angenommen worden.

Nachdem sich nun die Schneeschmelze vorwiegend auf den Mai konzentriert hatte, soll der Ablauf für diesen Monat an zwei Beobachtungsstellen aufgezeigt werden.

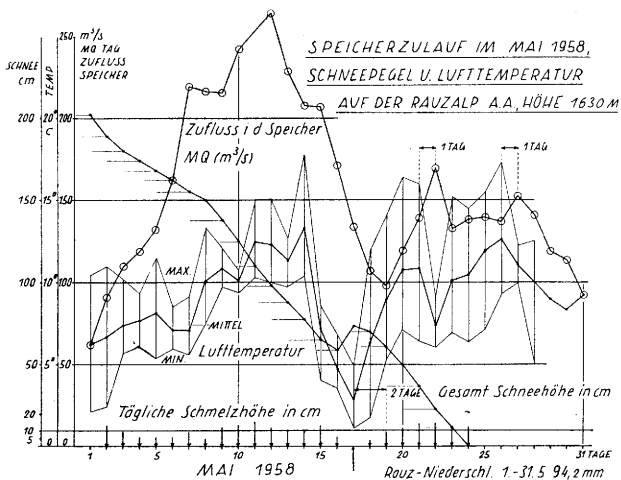


Abb. 5

Speicherzulauf im Mai 1958 in Vergleich mit Schneepegel und Lufttemperatur auf der Rauzalpe am Arlberg.

Abbildung 5 zeigt die Beobachtungen für die Rauzalpe in Höhe 1630 m am Fuß des Flexenpasses. Darin eingeblenDET sind die täglichen Zuflußmittel in den Speicher.

Eine 2 m starke Schneedecke mit einem Wassergehalt von 0,45 kg/l schmolz bei steigenden Tempera-

turen bis zum 16. Mai zügig ab. Gleichzeitig erfuhr der Zufluß in den Lechspeicher eine zügige Zunahme von 62 bis 264 m³/s innerhalb von 12 Tagen, um dann wieder abzunehmen. Ein Temperatur-Rückgang mit Neuschnee zum 17. Mai unterbrach die Abschmelzung. Dies wurde bei Roßhaupten mit einem nach zwei Tagen folgenden Tiefwert wirksam. Die anschließende Erwärmung führte zur Beendigung der Schneeschmelze auf der Rauz und zu einem entsprechenden neuen Anstieg der Lechwasser-Führung. Da aber der Schnee zum 24. Mai in den Höhen unter 1800 m bereits weitgehend geschmolzen war, erreichte der Zufluß in den Speicher nur noch gegen 150 m³/s.

Vollkommen ähnlich verlief die Schneeschmelze am Körbersee in 14 km Entfernung und nahezu gleicher Höhenlage, wie die Abbildung 6 zeigt. Wir finden stär-

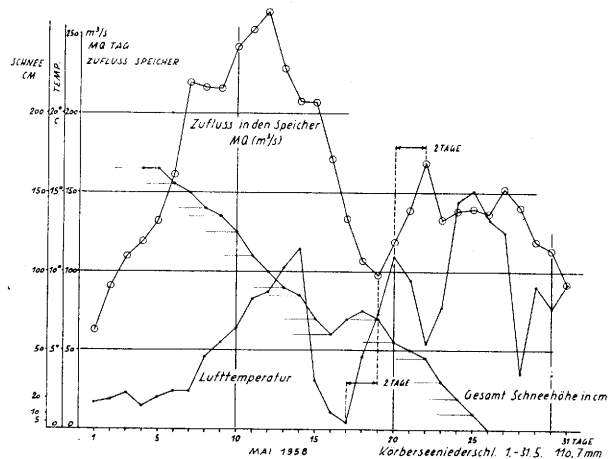


Abb. 6

Speicherzulauf im Mai 1958 in Vergleich mit Schneepegel und Lufttemperatur am Körbersee.

kere Schwankungen für das Temperaturmittel und ähnliche Verzögerungen zwischen Temperatur-Wechseln und Lechwasser-Führung.

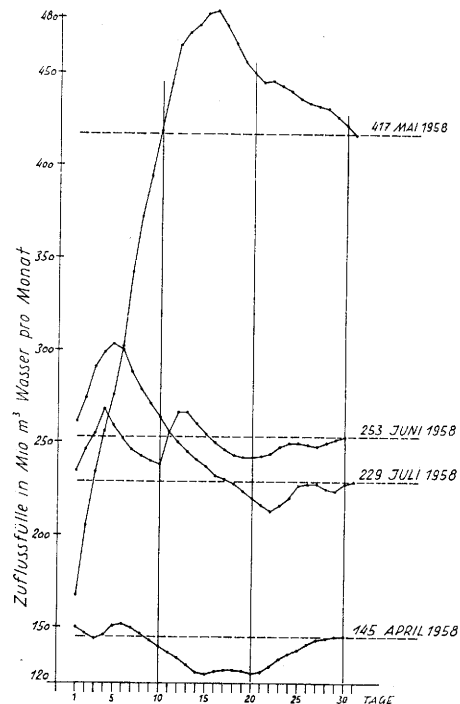


Abb. 7

Interpolieren des Monatsdargebotes für den Lechspeicher Roßhaupten aus den täglichen Dargeboten.

Würde nun eine Vielzahl solcher Meßstellen über das ganze Einzugsgebiet, dem Raum nach gleichmäßig verteilt, beobachtet werden und würden die Ergebnisse ähnlich wie beim Wetterdienst ganz kurze Zeit nach ihrer Feststellung zur Auswertung bei einer Zentrale bekannt sein, so ließe sich die zu erwartende Zuflußmenge auf einige Tage zuverlässig voraussagen. Man käme damit zur kurzfristigen Prognose. In der Praxis ist der Aufbau sehr vieler Beobachtungsstellen nun nicht durchführbar. Daher der Wunsch und das Streben nach einem repräsentativen Schneepegel mit einem repräsentativen „Lufttemperatur-Pegel“ mit Fernübertragung.

Im Zuge der wasserwirtschaftlichen Überlegungen innerhalb der auf die Monats-Dargebote abgestellten

Prognose interessiert nun täglich das zu erwartende Monats-Dargebot. Mit Abbildung 7 wird ein einfacher Versuch dargestellt, von den jeweils angefallenen Tagessummen-Zuflüssen auf den Monats-Zufluß zu schließen, indem die Summe durch die Zahl der angefallenen Tage dividiert und mit den Monatstagen multipliziert wird.

Wir erkennen, daß etwa zum ersten Drittel das Monats-Dargebot sichtbar war — eine Ausnahme macht der Juli 1958, wo dies erst am 17. erfolgte.

Abschließend sei mit Tabelle 2 noch ein Vergleich zwischen Walchensee und Forggensee angestellt:

Während das Verhältnis der Einzugsgebiete bei 1:2,05 liegt, weist das Lechgebiet infolge höherer Niederschläge (Verhältnis 1:1,15) ein stärkeres Dargebot für das Regeljahr mit 1:2,68 auf. Dabei ist das Winterhalbjahr mit 1:2,38 weniger begünstigt als das Sommerhalbjahr mit 1:2,82. Auch die Netto-Schneereserven im 12jährigen Mittel passen mit 1:2,48 in den Rahmen.

Für die Prognose war nun nach der ersten Erhebung im Lechgebiet von größeren Vorräten ausgegangen worden, die zum Verhältnis 1:4,08 für Brutto und 1:3,96 für Netto führten. Nach Durchführung der Wahrscheinlichkeitsrechnung sollte sich mit 50%iger Erwartung für den Zeitraum von April bis Juli ein Verhältnis 1:2,84, das also genau dem Sommerverhältnis entspricht, einstellen. In Wirklichkeit ist für die 4 Monate das Verhältnis 1:2,66 zum Abfluß gekommen. Man kommt nun zu der interessanten Feststellung, daß völlig verschiedene Flußgebiete, soweit sie nördlich des Alpen-Hauptkammes liegen, doch ähnliche Tendenzen aufweisen können.

Tab. 2

Vergleich für Speicher Walchensee und Forggensee

	Walchensee (W)	Forggensee (F)	Verh. W:F 1 :
Einzugsgebiet Km ²	770	1582	1:2,05
Dargebote Mio m ³			
Regeljahr (1901-50)	820	2199	1:2,68
Winterhalbjahr	251	598	1:2,38
Sommerhalbjahr	569	1601	1:2,82
Aus Nett. Schn.-Res. 1946-57	115	285	1:2,48
Speichernutzinhalt Mio m ³	110	135	1:1,23
Mittl. Jahresniedersch. mm	1500	1720	1:1,15
Prognose 1958: Mio m ³			
Brutto-Schneereserve	153	625	1:4,08
Netto-Schneereserve	107	425	1:3,96
Wahrscheinl. 50%: April	83	231	1:2,78
April-Mai	192	569	1:2,96
April-Juni	288	903	1:3,14
April-Juli	416	1185	1:2,84
Wirklich 1958: Mio m ³			
April	64	145	1:2,27
April u. Mai	195	562	1:2,88
April - Juni	298	815	1:2,73
April - Juli	393	1043	1:2,66
Aus Schneereserve		275	

Schlußbemerkung

Für unsere Gesellschaft waren solche Überlegungen und Messungen Neuland. Dank der guten Zusammenarbeit mit der Bayernwerk AG, den österreichischen Stellen und dank der sehr wertvollen Arbeiten der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde für die Niederschlagsfüllen des Lechgebietes seit 1946 war es möglich, dieses interessante wasserwirtschaftliche Problem zu bearbeiten. Es ergaben sich wertvolle Erkenntnisse für die sinnvolle Speicherfüllung im Frühjahr mit einem Aufstau des Forggensees über 16 m und für die Beherrschung von Hochwässern. Mathematisch genau kann der Ablauf innerhalb der Prognosen allerdings nicht zu erwarten sein, da zu viele Unbekannte hineinspielen, die das Wetter mit sich bringt.

6. Vorträge zum Themenkreis: Alpenwetter

6.1. Klimatologie der Wetterlagen im Alpengebiet

von

Max Schüepp

(mit 6 Abbildungen und 3 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Jahresgang der relativen Topographie 1000/500 mb in den West-, Zentral- und Ostalpen. Die Frontalzonen in den Alpen. Wolkenobergrenzen. Häufigkeit der Wetterlagen im Sommer und Winter im zentralen Alpengebiet.

Abstract

Climatological study of the statistics of weather types in the Alps (cf. La Météorologie No. 45/46, p. 291—299 (1957)). Annual variation of thickness 1000/500 mb in the western Alps (Tab. 1), the central Alps (Tab. 2 and Abb. 1) and the eastern Alps (Tab. 3). Frequency of thickness 1000/500 mb in the different seasons (Abb. 2, median value corresponds to abscisse 0). Number of days with frontal zones present over the Alps (horizontal lapse-rate of thickness 1000/500 mb ≥ 10 decameters / 444 km): Abb. 3. Frequency of weather types in summer and winter (graph of classification together with Abb. 4 and 5). Upper limit of the different genera of clouds (Abb. 6).

Résumé

Etude climatologique de la statistique du temps sur les Alpes (voir La Météorologie No 45/46, p. 291—299 (1957)). Variation annuelle de la topographie relative (épaisseur) 1000/500 mb au-dessus des Alpes occidentales (Tab. 1), centrales (Tab. 2 et Abb. 1) et orientales (Tab. 3). Répartition des fréquences de la topographie relative 1000/500 mb pour les différentes saisons (Abb. 2, la valeur médiane correspond à l'abscisse 0). Nombre de jours avec présence de zones frontales dans les Alpes (gradient horizontal de l'épaisseur 1000/500 mb ≥ 10 décimètres / 444 km) (Abb. 3). Fréquence des types de temps en été et en hiver (voir schéma de la classification, Abb. 4 et 5). Limite supérieure des différents genres de nuages (Abb. 6).

Die Statistik der Wetterlagen, wie sie auf Grund der Davoser Empfehlungen für die letzte Tagung in Chamonix entworfen wurde, baut auf 3 Grundelementen auf:

1. der Bodenströmung, d. h. der Druckverteilung im Meeresniveau (1000 mb-Fläche),
2. der Höhenströmung in 500 mb,
3. der Mächtigkeit der Zwischenschicht, wie sie durch die relative Topographie der 1000/500 mb-Schicht gegeben wird.

Dazu kommt die Großwetterlage, wie sie vom Deutschen Wetterdienst in den Großwetterlagen Mitteleuropas ermittelt wird. Über dieses 4. Element, die Großwetterlage, wird Herr Dr. Willfarth im nächsten Vortrag berichten.

Ich möchte mit dem dritten Grundelement, der relativen Topographie 1000/500 mb beginnen, welches den mittleren Wärmegehalt der Luft, und zusammen mit dem Feuchtigkeitsgehalt die Luftmasse bestimmt. Die Höhenwetterkarte 500 mb ist in unserem Gebiet seit 1935 vorhanden. Die Kriegszeit mußte vorerst ausgeschieden werden, da das Kartenmaterial vom Herbst 1939 bis 1947 nur unvollständig vorhanden war. Es wurden daher die restlichen 15 Jahre verarbeitet und daraus für die West-, Zentral- und die Ostalpen die Häufigkeitsverteilung ermittelt. Die Aufstiege wurden bis zum Krieg morgens etwa zwischen 7 und 8 Uhr, nach dem Krieg anfangs um 04 Uhr, dann um 01 Uhr mitteleuropäischer Zeit durchgeführt, also ungefähr zur Zeit der tiefsten Tagestemperaturen. Jetzt wird die Statistik für die Tagesmitte, d. h. den Aerologischen Termin 13 Uhr durchgeführt, so daß die früheren Werte auf diese neue Tageszeit mit höheren Temperaturen reduziert werden mußten. Die 12-stündliche Auswertung 1956/57 für beide aerologischen Termine zeigte, daß mit einem Tagesgang von etwa 0,6 Dekameter im Winter und 2,0 Dekameter im Sommer zu rechnen ist, entsprechend einer Tagesschwankung der Temperatur von 0,3° im Winter und 1,0° im Sommer im Durchschnitt der ganzen Schicht. Diese Schwankung erscheint verhältnismäßig groß, das hängt jedoch damit zusammen, daß durch unsere Druckreduktionsmethoden der große Tagesgang der bodennahen Luftschichten auf eine mehrere hundert Meter dicke Luftschicht bis zum Meeresniveau hinunter übertragen wird und die Grundschicht der Atmosphäre damit künstlich vergrößert wird.

15 Jahre sind klimatologisch immer noch eine verhältnismäßig kurze Zeit. Die Häufigkeitsverteilung der relativen Topographie, wie sie im Beispiel der Zentralalpen in der Abbildung 1 für die 73 Pentaden gezeigt wird, weist daher immer noch markante „Singularitäten“ auf, Singularitäten, von welchen keineswegs erwartet werden kann, daß sie in einem längeren Zeitraum erhalten bleiben. Sie wurden daher ausgeglichen und zugleich mit Hilfe der Temperaturen der beiden Bergstationen Säntis und Gr. St. Bernhard die Reduktion der Werte auf den Zeitraum 1921—1950 vorgenommen. So entstanden die 3 Tabellen, welche die Häufigkeitsverteilung der relativen Topographie für die drei Regionen und für die einzelnen Pentaden geben.

Tab. 1

Häufigkeitsstatistik der relativen Topographie 1000/500 mb im westlichen Alpengebiet (45° n. B. 6° 30' ö. L.) für 12 z

(aus den Morgenaufstiegen in der Zeit von 1935 I—1939 VI und 1947 VII—1957 XII reduziert auf 12 z und Periode 1921—1950)

In geopotentiellen Dekametern: 500 +

Pentade	Datum	Klassengrenzen					Pentade	Datum	Klassengrenzen				
		90%	60%	40%	10%	90%			60%	40%	10%		
		1)	2)	3)	4)	5)		1)	2)	3)	4)	5)	
1	1.— 5. Jan.	26.5	36.5	41.5	48.5	38	5.— 9. Juli	56.5	63.5	66.5	72.5		
2	6.—10. Jan.	25.5	35.5	40.5	48.5	39	10.—14. Juli	57.5	64.5	67.5	73.5		
3	11.—15. Jan.	25.5	35.5	40.5	48.5	40	15.—19. Juli	57.5	65.5	68.5	73.5		
4	16.—20. Jan.	25.5	35.5	40.5	47.5	41	20.—24. Juli	58.5	65.5	68.5	74.5		
5	21.—25. Jan.	25.5	35.5	40.5	47.5	42	25.—29. Juli	58.5	65.5	68.5	74.5		
6	26.—30. Jan.	25.5	35.5	40.5	47.5	43	30.— 3. Aug.	58.5	65.5	68.5	74.5		
7	31.— 4. Febr.	25.5	35.5	40.5	48.5	44	4.— 8. Aug.	59.5	65.5	67.5	73.5		
8	5.— 9. Febr.	25.5	35.5	40.5	48.5	45	9.—13. Aug.	59.5	65.5	67.5	73.5		
9	10.—14. Febr.	25.5	35.5	41.5	48.5	46	14.—18. Aug.	58.5	64.5	67.5	72.5		
10	15.—19. Febr.	25.5	36.5	41.5	49.5	47	19.—23. Aug.	58.5	64.5	66.5	72.5		
11	20.—24. Febr.	26.5	36.5	41.5	49.5	48	24.—28. Aug.	57.5	63.5	66.5	71.5		
12	25.— 1. März	26.5	37.5	42.5	49.5	49	29.— 2. Sept.	56.5	63.5	66.5	70.5		
13	2.— 6. März	27.5	37.5	42.5	49.5	50	3.— 7. Sept.	55.5	62.5	65.5	70.5		
14	7.—11. März	28.5	38.5	42.5	49.5	51	8.—12. Sept.	54.5	61.5	64.5	69.5		
15	12.—16. März	29.5	39.5	43.5	50.5	52	13.—17. Sept.	53.5	60.5	63.5	68.5		
16	17.—21. März	30.5	40.5	43.5	50.5	53	18.—22. Sept.	51.5	59.5	62.5	67.5		
17	22.—26. März	31.5	41.5	44.5	50.5	54	23.—27. Sept.	50.5	58.5	61.5	66.5		
18	27.—31. März	31.5	41.5	44.5	51.5	55	28.— 2. Okt.	49.5	57.5	60.5	65.5		
19	1.— 5. April	32.5	42.5	45.5	52.5	56	3.— 7. Okt.	48.5	55.5	59.5	64.5		
20	6.—10. April	33.5	43.5	46.5	53.5	57	8.—12. Okt.	46.5	54.5	58.5	63.5		
21	11.—15. April	34.5	44.5	47.5	54.5	58	13.—17. Okt.	45.5	53.5	56.5	62.5		
22	16.—20. April	36.5	45.5	48.5	55.5	59	18.—22. Okt.	43.5	51.5	55.5	61.5		
23	21.—25. April	37.5	46.5	49.5	56.5	60	23.—27. Okt.	42.5	50.5	54.5	60.5		
24	26.—30. April	39.5	47.5	50.5	57.5	61	28.— 1. Nov.	40.5	49.5	52.5	59.5		
25	1.— 5. Mai	40.5	48.5	52.5	58.5	62	2.— 6. Nov.	39.5	48.5	51.5	58.5		
26	6.—10. Mai	42.5	49.5	53.5	59.5	63	7.—11. Nov.	38.5	47.5	50.5	57.5		
27	11.—15. Mai	43.5	50.5	54.5	60.5	64	12.—16. Nov.	36.5	45.5	49.5	55.5		
28	16.—20. Mai	45.5	51.5	55.5	61.5	65	17.—21. Nov.	35.5	44.5	47.5	54.5		
29	21.—25. Mai	46.5	53.5	57.5	62.5	66	22.—26. Nov.	33.5	43.5	46.5	53.5		
30	26.—30. Mai	48.5	54.5	58.5	64.5	67	27.— 1. Dez.	32.5	42.5	45.5	52.5		
31	31.— 4. Juni	49.5	56.5	59.5	65.5	68	2.— 6. Dez.	30.5	41.5	44.5	51.5		
32	5.— 9. Juni	50.5	57.5	60.5	66.5	69	7.—11. Dez.	29.5	39.5	43.5	50.5		
33	10.—14. Juni	51.5	58.5	61.5	67.5	70	12.—16. Dez.	28.5	38.5	42.5	49.5		
34	15.—19. Juni	52.5	59.5	62.5	68.5	71	17.—21. Dez.	27.5	37.5	42.5	49.5		
35	20.—24. Juni	53.5	60.5	63.5	69.5	72	22.—26. Dez.	27.5	36.5	41.5	48.5		
36	25.—29. Juni	54.5	61.5	64.5	70.5	73	27.—31. Dez.	26.5	36.5	41.5	48.5		
37	30.— 4. Juli	55.5	62.5	65.5	71.5								

- 1) sehr kalt (1. Dezil)
- 2) kalt (2. Dezil und 2. Quintil)
- 3) normal (3. Quintil)
- 4) warm (4. Quintil und 9. Dezil)
- 5) sehr warm (10. Dezil)

Monatsmittel der 15jährigen Periode
Morgen- bzw. Nachtaufstiege

Jan.	38,4	Mai	50,5	Sept.	59,9
Febr.	36,4	Juni	59,2	Okt.	53,5
März	40,5	Juli	63,9	Nov.	46,6
April	44,1	Aug.	63,4	Dez.	40,7

Wie auf den hohen Bergstationen ist auch in der freien Atmosphäre das Jahres-Temperaturminimum vom Januar auf den Februar verschoben. Während z. B. in Zürich der Februar im Durchschnitt um 1° höhere Temperaturen aufweist als der Januar, ist er auf dem Jungfrauoch um 0,6° kälter und in der relativen Topographie der Zentralalpen ergibt sich sogar ein Betrag von 1,1°; allerdings ist dieser etwa zur Hälfte auf den ungewöhnlich kalten Februar 1956 in der kurzen 15jährigen Reihe zurückzuführen. Das sommerliche Maximum bleibt dagegen in der freien Atmosphäre in den West- und Zentralalpen im Juli. Die Verschiebung auf den August, wie sie z. B. auf dem Jungfrauoch beobachtet wird, ist offenbar hauptsächlich auf die bodennahen Luftschichten zurückzuführen, wo gegen den Herbst hin der Boden zunehmend ausapert.

Die Häufigkeitsverteilung der relativen Topographie zeigt, wie bereits in Chamonix für den Januar demonstriert wurde, in den einzelnen Jahreszeiten keine normale Gauss-Verteilung, da sie aus Einzelkollektiven

speziell den beiden Hauptkomponenten Tropikluft und Polarluft zusammengesetzt ist. Die definitive Analyse nach Essenwanger konnte für die Jahreszeiten noch nicht durchgeführt werden, ein vorläufiger Überblick an Hand der Abbildung 2 zeigt, daß die Scheitelwerte von Polar- und Tropikluft im ganzen Jahr ungefähr 6—7° Mitteltemperatur voneinander abweichen, wobei im Winter Polar- und Tropikluft ungefähr gleichwertig sind, während in den übrigen Jahreszeiten die Polarluft deutlich zurücktritt, da sie in der wärmeren Zeit oft nur geringe Mächtigkeit besitzt und zudem häufiger nur die Alpennordseite erreicht, im Gesamtmittel also wenig in Erscheinung tritt. Die Topographie 1000/700 mb ist dafür besser geeignet, doch ist das bearbeitete Material noch klein.

Der Übergang von Polar- zu Tropikluft vollzieht sich teilweise allmählich, teilweise in Frontalzonen, d. h. in Zonen, in denen nach unserer Definition der horizontale Gradient der relativen Topographie 1000/500 mb 10 Dekameter pro 444 km Entfernung erreicht oder

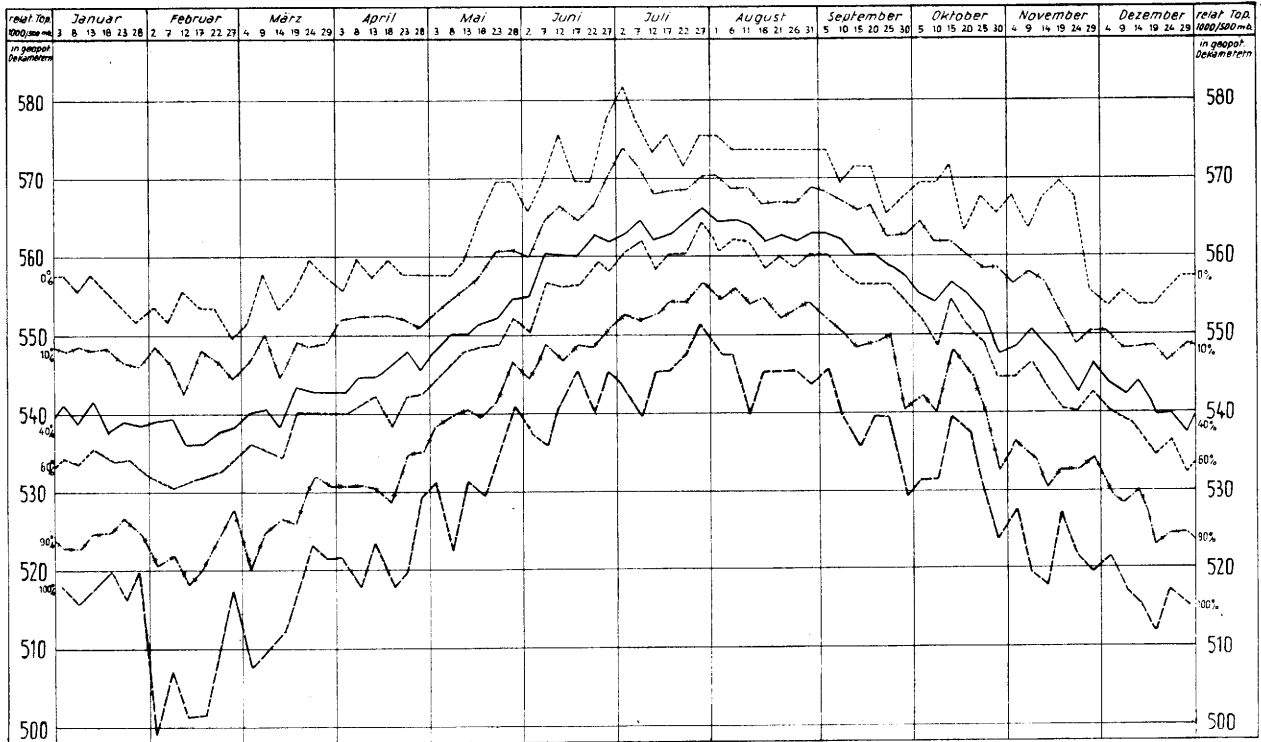


Abb. 1

Häufigkeitsstatistik der relativen Topographie 1000/500 mb im zentralen Alpenpunkt 46° 30' n. B., 9° ö. L. (Zeitraum 1935—1939VI, 1947VII—1957) Jahrgang in Pentadenmitteln.

Die beiden äußersten Kurvenzüge geben den Streubereich (0—100%), die dazwischenliegenden die Grenzen der beiden äußersten Dezile (10% und 90%) sowie des mittleren Quintils (40% und 60%). 0% entspricht den höchsten, 100% den tiefsten vorkommenden Werten der relativen Topographie 1000/500 mb. Skala am linken Blattrand in geopotentiellen Dekametern.

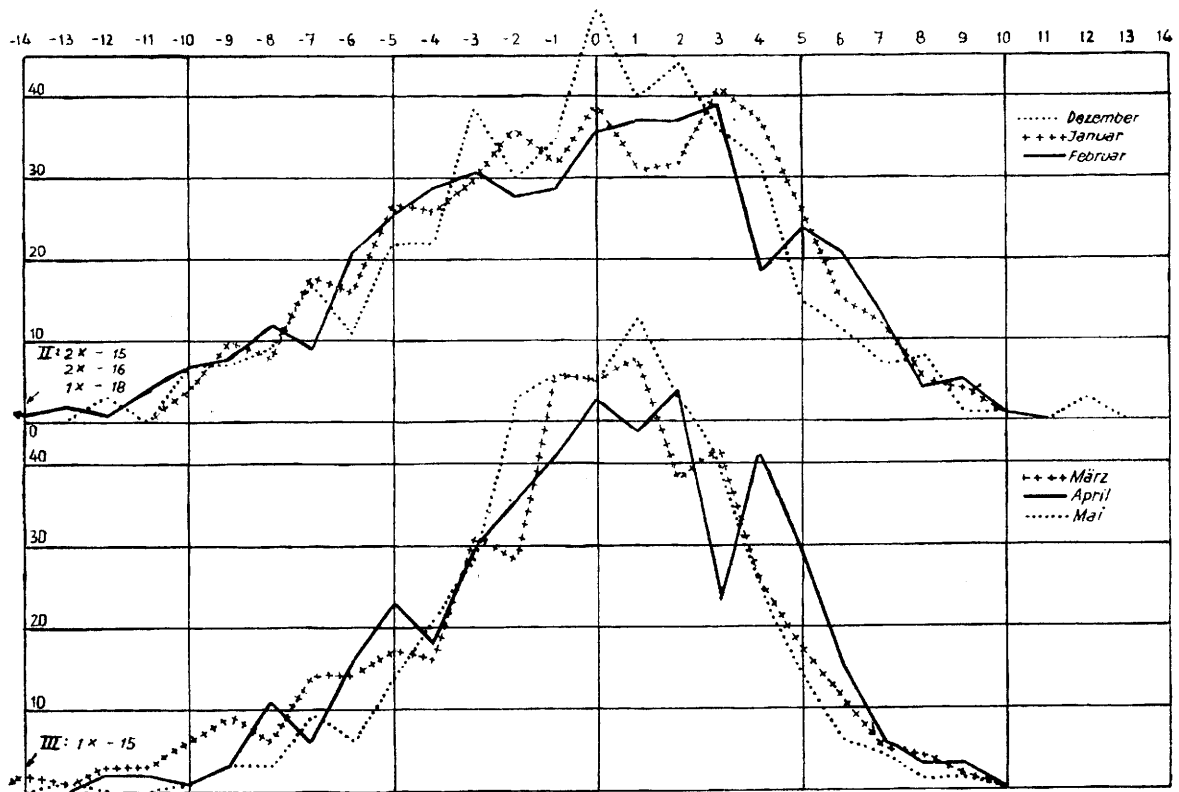


Abb. 2a

Häufigkeitsverteilung der relativen Topographie 1000/500 mb im zentralen Alpenpunkt, Morgenaufstiege Periode 1935—1939 VI und 1947 VII—1957. (15 Jahre)

Auf der Abszisse sind die Abstände vom Zentralwert (0) in Klassen angegeben, wobei der Unterschied zwischen zwei Klassen je 2 geopotentielle Dekameter beträgt (entsprechend einem durchschnittlichen Temperaturunterschied zwischen zwei Klassen von ca 1° im Höhenbereich 1000—500 mb. Der Unterschied der Mitteltemperaturen 1000—500 mb zwischen linkem und rechtem Diagrammrand beträgt somit ca. 28°). Häufigkeitsverteilung im Winter und Frühling. (Monatskurven Dez.—Febr. sowie März—Mai). Die Streubreite ist besonders im Winter bedeutend, wobei infolge der zwei Teilkollektive Polarluft und Tropikluft gegenüber einer reinen Gauss-Verteilung ein abgeflachter Gipfel entsteht.

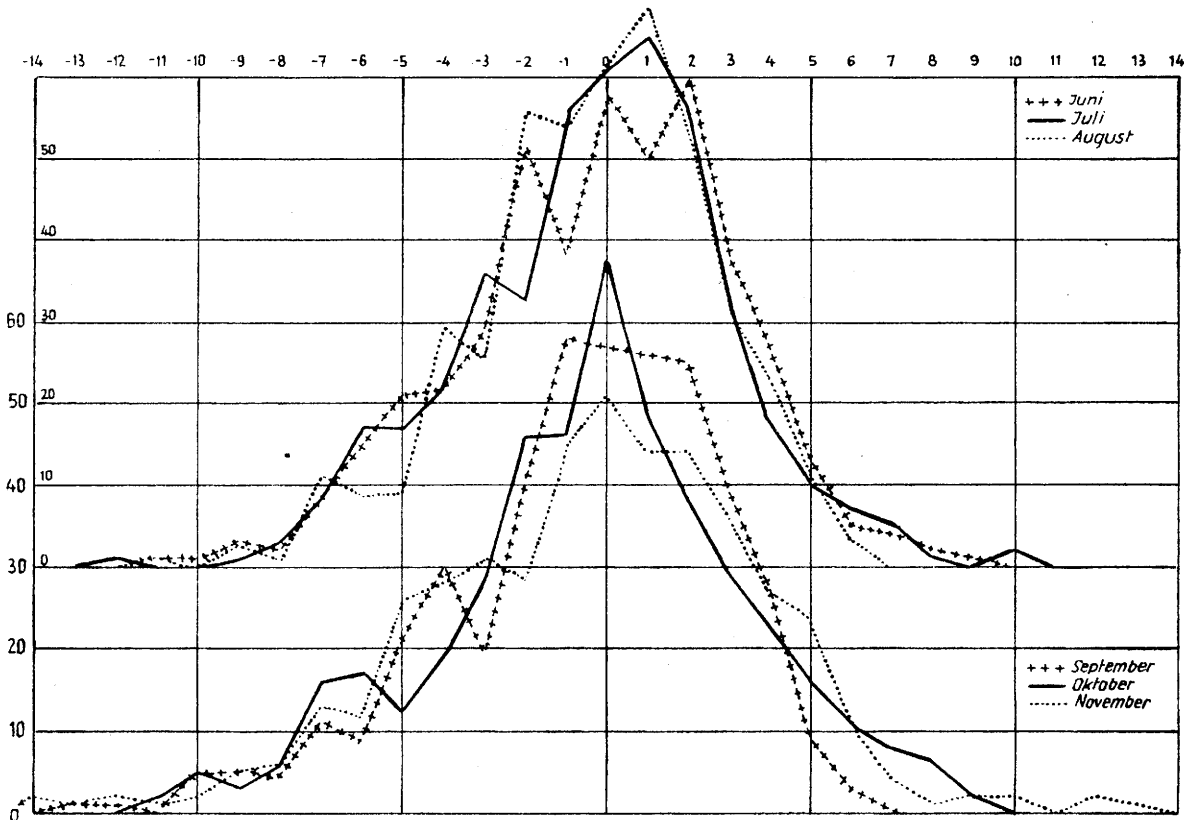
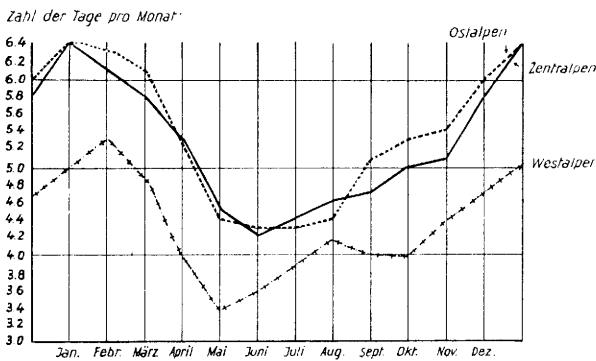


Abb. 2b

Häufigkeitsverteilung im Sommer und Herbst. (Monatskurven Juni—August sowie Sept.—Nov.). Infolge der häufigen Mischluft (seichte Polarluft, überlagert von Tropikluft im Bereich 1000—500 mb) sind die Teilkollektive nicht deutlich voneinander getrennt.



	Maximum	Minimum	Jahressumme	% aller Tage
Westalpen	5.1	3.6	51.1	14%
Zentralalpen	6.1	4.4	62.0	17%
Ostalpen	6.3	4.3	62.9	17%

Verteilung der Frontalzone auf die Höhenwindrichtungen im 500 mb-Niveau
Zeitraum 1955 I, II, III 1956 I - III, 1957 I - III (544 Tage) Zentrales Alpengebiet

Höhenwind	NE	E	SE	S	SW	W	NW	N	Tief	Flach	Hoch	Total
Zahl d. Fälle	3	-	1	3	15	25	25	22	8	2	-	104
% Häufigkeit	12%	0%	12%	13%	23%	18%	26%	34%	27%	4%	0%	19%
Aenderung der relat. Top. 1000/500 in den nachfolgenden 12 Stunden												
Erwärmung	2	-	-	-	4	13	10	13	6	1	-	49
gleichbleibend	-	-	-	1	3	-	3	1	-	1	-	9
Abkühlung	1	-	1	2	8	12	12	8	2	-	-	46

Abb. 3

Anzahl der Tage mit Frontalzone im Alpengebiet im 15jährigen Zeitraum 1935—1939 VI und 1947 VII—1957

übersteigt. Die Zahl der Tage mit Frontalzone (Abb. 3) erreicht ihr Maximum im Winter mit etwa 6 Tagen pro Monat in den Zentral- und Ostalpen, mit 5 Tagen in den Westalpen. Das Minimum liegt im Vorsommer

mit 3 1/2 Tagen in den Westalpen, 4—4 1/2 Tagen in den Zentral- und Ostalpen. Die Westalpen verzeichnen ein schwaches sekundäres Maximum während der Sommermonsunzeit (August). Im Jahresdurchschnitt treten die Frontalzone in den Zentral- und Ostalpen an 17% aller Tage auf, wobei die größte prozentuale Häufigkeit auf die nördlichen Höhenströmungen fällt, also auf die Rückseite des zugehörigen Tiefdruckknotes. Dann folgt in den nächsten 12 Stunden in den meisten Fällen Erwärmung, während in den Fällen mit Höhenwinden zwischen Südost und Südwest normalerweise Abkühlung einsetzt, wie es zu erwarten ist, weil die Wellen der Polarfront in den meisten Fällen nach Osten wandern.

Wenn wir nun zum ersten und zweiten Grundelement: der Druckverteilung am Boden und der Strömung in der Höhe übergehen, bemerken wir eine verschiedenartige Verteilung der Wetterlagen im Sommer und im Winter, wie sie infolge der Abschwächung der Druckgegensätze in Bodennähe in der warmen Jahreszeit zu erwarten war. Eine Gegenüberstellung der drei vergangenen Sommer und Winter in der bildlichen Darstellung: Bodenströmung als Ordinate, Höhenströmung als Abszisse (vergl. Schema) zeigt die große Häufigkeit der westlichen Höhenstromlagen im Sommer (Abb. 4). Ferner zeigt sich eine zweite Gruppe mit Überdruck im Nordwesten der Alpen und westlicher bis nördlicher Höhenströmung, wie sie sich nach Kaltlufteinbrüchen einstellt. Die Föhnlagen treten zurück. Im Winter finden wir wesentlich mehr Advektionslagen, d. h. stärkere Gradienten sowohl in der Boden-, als auch in der Höhenwetterkarte (Abb. 5). Neben der Bise, d. h. den nordöstlichen Strömungen, tritt häufig Westwind auf und auch die Föhnlagen mit ihrer Südwest- oder Süd-

Tab. 2

Häufigkeitsstatistik der relativen Topographie 1000/500 mb im zentralen Alpengebiet (46°30' n. B. 9° ö. L.) für 12 z (aus den Morgenaufstiegen in der Zeit von 1935 I—1939 VI und 1947 VII—1957 XII reduziert auf 12 z und Periode 1921—1950)

In geopotentiellen Dekametern: 500 +

Pentade	Datum	Klassengrenzen					Pentade	Datum	Klassengrenzen				
		90%	60%	40%	10%	10%			90%	60%	40%	10%	
		1)	2)	3)	4)	5)			1)	2)	3)	4)	5)
1	1.— 5. Jan.	24.5	34.5	39.5	47.5	38	5.— 9. Juli	54.5	62.5	65.5	71.5		
2	6.—10. Jan.	23.5	33.5	38.5	46.5	39	10.—14. Juli	54.5	62.5	65.5	71.5		
3	11.—15. Jan.	23.5	33.5	38.5	46.5	40	15.—19. Juli	55.5	63.5	66.5	72.5		
4	16.—20. Jan.	23.5	33.5	38.5	46.5	41	20.—24. Juli	55.5	63.5	66.5	72.5		
5	21.—25. Jan.	23.5	33.5	38.5	46.5	42	25.—29. Juli	56.5	63.5	66.5	72.5		
6	26.—30. Jan.	23.5	33.5	38.5	46.5	43	30.— 3. Aug.	56.5	63.5	66.5	72.5		
7	31.— 4. Febr.	23.5	33.5	38.5	46.5	44	4.— 8. Aug.	56.5	62.5	65.5	71.5		
8	5.— 9. Febr.	23.5	33.5	38.5	47.5	45	9.—13. Aug.	56.5	62.5	65.5	71.5		
9	10.—14. Febr.	23.5	33.5	39.5	47.5	46	14.—18. Aug.	56.5	62.5	65.5	70.5		
10	15.—19. Febr.	23.5	34.5	39.5	47.5	47	19.—23. Aug.	55.5	61.5	64.5	70.5		
11	20.—24. Febr.	24.5	34.5	39.5	47.5	48	24.—28. Aug.	55.5	61.5	64.5	69.5		
12	25.— 1. März	24.5	35.5	40.5	47.5	49	29.— 2. Sept.	54.5	61.5	64.5	69.5		
13	2.— 6. März	25.5	35.5	40.5	47.5	50	3.— 7. Sept.	53.5	60.5	63.5	68.5		
14	7.—11. März	26.5	36.5	41.5	48.5	51	8.—12. Sept.	52.5	59.5	62.5	67.5		
15	12.—16. März	27.5	37.5	41.5	48.5	52	13.—17. Sept.	50.5	58.5	62.5	67.5		
16	17.—21. März	28.5	38.5	42.5	48.5	53	18.—22. Sept.	49.5	57.5	61.5	66.5		
17	22.—26. März	29.5	39.5	43.5	49.5	54	23.—27. Sept.	48.5	56.5	60.5	65.5		
18	27.—31. März	29.5	39.5	43.5	50.5	55	28.— 2. Okt.	47.5	55.5	59.5	64.5		
19	1.— 5. April	30.5	40.5	44.5	51.5	56	3.— 7. Okt.	45.5	53.5	57.5	63.5		
20	6.—10. April	31.5	41.5	45.5	52.5	57	8.—12. Okt.	44.5	52.5	56.5	62.5		
21	11.—15. April	32.5	42.5	46.5	53.5	58	13.—17. Okt.	42.5	51.5	55.5	61.5		
22	16.—20. April	34.5	43.5	47.5	54.5	59	18.—22. Okt.	41.5	49.5	53.5	60.5		
23	21.—25. April	35.5	44.5	48.5	55.5	60	23.—27. Okt.	39.5	48.5	52.5	59.5		
24	26.—30. April	37.5	45.5	49.5	56.5	61	28.— 1. Nov.	38.5	47.5	51.5	58.5		
25	1.— 5. Mai	38.5	47.5	51.5	57.5	62	2.— 6. Nov.	36.5	45.5	49.5	56.5		
26	6.—10. Mai	40.5	48.5	52.5	58.5	63	7.—11. Nov.	35.5	44.5	48.5	55.5		
27	11.—15. Mai	41.5	49.5	53.5	59.5	64	12.—16. Nov.	33.5	43.5	47.5	54.5		
28	16.—20. Mai	43.5	50.5	54.5	60.5	65	17.—21. Nov.	32.5	42.5	46.5	53.5		
29	21.—25. Mai	44.5	52.5	56.5	61.5	66	22.—26. Nov.	30.5	40.5	44.5	51.5		
30	26.—30. Mai	46.5	53.5	57.5	63.5	67	27.— 1. Dez.	29.5	39.5	43.5	50.5		
31	31.— 4. Juni	47.5	54.5	58.5	64.5	68	2.— 6. Dez.	28.5	38.5	42.5	49.5		
32	5.— 9. Juni	48.5	56.5	59.5	65.5	69	7.—11. Dez.	27.5	37.5	41.5	48.5		
33	10.—14. Juni	49.5	57.5	60.5	66.5	70	12.—16. Dez.	26.5	36.5	40.5	48.5		
34	15.—19. Juni	50.5	58.5	61.5	67.5	71	17.—21. Dez.	25.5	35.5	39.5	47.5		
35	20.—24. Juni	51.5	59.5	62.5	68.5	72	22.—26. Dez.	24.5	34.5	39.5	47.5		
36	25.—29. Juni	52.5	60.5	63.5	69.5	73	27.—31. Dez.	24.5	34.5	39.5	47.5		
37	30.— 4. Juli	53.5	61.5	64.5	70.5								

- 1) sehr kalt (1. Dezil)
- 2) kalt (2. Dezil und 2. Quintil)
- 3) normal (3. Quintil)
- 4) warm (4. Quintil und 9. Dezil)
- 5) sehr warm (10. Dezil)

Monatsmittel der 15jährigen Periode
Morgen- bzw. Nachtaufstiege

Jan.	36,3	Mai	49,5	Sept.	58,5
Febr.	34,0	Juni	57,7	Okt.	52,7
März	38,5	Juli	62,1	Nov.	44,7
April	42,6	Aug.	61,3	Dez.	38,3

strömung sind ziemlich zahlreich vertreten. Sobald ein genügend langer Zeitraum bearbeitet ist für die Bildung der klimatologischen Mittelwerte, soll das Verhalten der einzelnen Wetterelemente (Sonnenscheindauer, Niederschläge usw.) bei den verschiedenen Wetterlagen näher untersucht werden.

Zum Schluß sei noch auf eine Darstellung der Wolkenobergrenzen von Dr. Gensler (Abb. 6) verwiesen, welche für die verschiedenen Wolkenarten in den letzten drei Jahren die Obergrenzen der einzelnen Arten wiedergibt. Allmählich verlieren wir so mit der Entwicklung der Aerologie und des Flugwetterdienstes den erdgebundenen Standpunkt und können bei klimatologischen Betrachtungen und Systemen aus der Grundschicht heraus in die freie Atmosphäre vorstoßen, von

der aus eine auf genetischer Basis aufgebaute Klimakunde ausgehen sollte.

Literatur

Schüpp, M.: Klassifikationsschema, Beispiele und Probleme der Alpenwetterstatistik. *Météorologie* No 45—46, 291—299 (1957)

Flohn, H.: Witterung und Klima in Mitteleuropa, 2. Aufl., Stuttgart 1954, enthält neben der grundlegenden Einführung in die Witterungsklimatologie ein sehr ausführliches, bis zu Beginn des Jahres 1953 nachgeführtes Literaturverzeichnis.

Tab. 3

Häufigkeitsstatistik der relativen Topographie 1000/500 mb im östlichen Alpengebiet (47° n. B. 13° ö. L.) für 12 z
(aus den Morgenaufstiegen in der Zeit von 1935 I—1939 VI und 1947 VII—1957 XII reduziert auf 12 z
und Periode 1921—1950)

In geopotentiellen Dekametern: 500 +

Pentade	Datum	Klassengrenzen					Pentade	Datum	Klassengrenzen				
		90%	60%	40%	10%	10%			90%	60%	40%	10%	
		1)	2)	3)	4)	5)			1)	2)	3)	4)	5)
1	1.— 5. Jan.	22.5	32.5	37.5	45.5		38	5.— 9. Juli	53.5	61.5	64.5	70.5	
2	6.—10. Jan.	21.5	32.5	37.5	45.5		39	10.—14. Juli	54.5	62.5	65.5	71.5	
3	11.—15. Jan.	21.5	32.5	37.5	45.5		40	15.—19. Juli	54.5	62.5	65.5	71.5	
4	16.—20. Jan.	21.5	31.5	36.5	44.5		41	20.—24. Juli	55.5	63.5	66.5	72.5	
5	21.—25. Jan.	21.5	31.5	36.5	44.5		42	25.—29. Juli	55.5	63.5	66.5	72.5	
6	26.—30. Jan.	21.5	31.5	36.5	45.5		43	30.— 3. Aug.	55.5	62.5	65.5	71.5	
7	31.— 4. Febr.	21.5	31.5	36.5	45.5		44	4.— 8. Aug.	56.5	62.5	65.5	71.5	
8	5.— 9. Febr.	21.5	32.5	37.5	45.5		45	9.—13. Aug.	56.5	62.5	65.5	70.5	
9	10.—14. Febr.	21.5	32.5	37.5	46.5		46	14.—18. Aug.	55.5	61.5	64.5	70.5	
10	15.—19. Febr.	21.5	32.5	38.5	46.5		47	19.—23. Aug.	55.5	61.5	64.5	69.5	
11	20.—24. Febr.	22.5	33.5	38.5	46.5		48	24.—28. Aug.	54.5	61.5	63.5	69.5	
12	25.— 1. März	22.5	33.5	38.5	46.5		49	29.— 2. Sept.	53.5	60.5	63.5	68.5	
13	2.— 6. März	23.5	34.5	39.5	46.5		50	3.— 7. Sept.	52.5	60.5	62.5	67.5	
14	7.—11. März	24.5	34.5	39.5	47.5		51	8.—12. Sept.	51.5	59.5	62.5	67.5	
15	12.—16. März	25.5	35.5	40.5	47.5		52	13.—17. Sept.	50.5	58.5	61.5	66.5	
16	17.—21. März	26.5	36.5	41.5	47.5		53	18.—22. Sept.	49.5	56.5	60.5	65.5	
17	22.—26. März	27.5	37.5	41.5	48.5		54	23.—27. Sept.	47.5	55.5	59.5	65.5	
18	27.—31. März	28.5	38.5	42.5	49.5		55	28.— 2. Okt.	46.5	54.5	58.5	64.5	
19	1.— 5. April	29.5	39.5	43.5	50.5		56	3.— 7. Okt.	44.5	52.5	57.5	63.5	
20	6.—10. April	30.5	40.5	44.5	51.5		57	8.—12. Okt.	43.5	51.5	55.5	62.5	
21	11.—15. April	31.5	41.5	45.5	52.5		58	13.—17. Okt.	41.5	50.5	54.5	61.5	
22	16.—20. April	33.5	42.5	46.5	54.5		59	18.—22. Okt.	40.5	48.5	52.5	59.5	
23	21.—25. April	34.5	44.5	47.5	55.5		60	23.—27. Okt.	38.5	47.5	51.5	58.5	
24	26.—30. April	36.5	45.5	49.5	56.5		61	18.— 1. Nov.	37.5	46.5	49.5	57.5	
25	1.— 5. Mai	38.5	47.5	50.5	57.5		62	2.— 6. Nov.	35.5	44.5	48.5	55.5	
26	6.—10. Mai	39.5	48.5	52.5	58.5		63	7.—11. Nov.	34.5	43.5	47.5	54.5	
27	11.—15. Mai	41.5	49.5	53.5	59.5		64	12.—16. Nov.	32.5	42.5	46.5	53.5	
28	16.—20. Mai	43.5	50.5	54.5	60.5		65	17.—21. Nov.	31.5	41.5	44.5	52.5	
29	21.—25. Mai	44.5	52.5	56.5	61.5		66	22.—26. Nov.	29.5	39.5	43.5	50.5	
30	26.—30. Mai	46.5	53.5	57.5	63.5		67	27.— 1. Dez.	28.5	38.5	42.5	49.5	
31	31.— 4. Juni	47.5	54.5	58.5	64.5		68	2.— 6. Dez.	27.5	37.5	41.5	48.5	
32	5.— 9. Juni	48.5	56.5	59.5	65.5		69	7.—11. Dez.	25.5	36.5	40.5	47.5	
33	10.—14. Juni	49.5	57.5	60.5	66.5		70	12.—16. Dez.	24.5	35.5	39.5	46.5	
34	15.—19. Juni	50.5	58.5	61.5	67.5		71	17.—21. Dez.	23.5	34.5	38.5	46.5	
35	20.—24. Juni	51.5	59.5	62.5	68.5		72	22.—26. Dez.	23.5	33.5	38.5	45.5	
36	25.—29. Juni	52.5	60.5	63.5	69.5		73	27.—31. Dez.	22.5	32.5	37.5	45.5	
37	30.— 4. Juli	53.5	61.5	64.5	70.5								

- 1) sehr kalt (1. Dezil)
- 2) kalt (2. Dezil und 2. Quintil)
- 3) normal (3. Quintil)
- 4) warm (4. Quintil und 9. Dezil)
- 5) sehr warm (10. Dezil)

Monatsmittel der 15jährigen Periode
Morgen- bzw. Nachtaufstiege

Jan.	34,4	Mai	49,3	Sept.	57,5
Febr.	32,7	Juni	57,5	Okt.	51,6
März	36,5	Juli	61,1	Nov.	43,5
April	41,9	Aug.	61,3	Dez.	37,3

Höhenströmung → ① $D_0 - d_5$

$\downarrow D_0 - d_5$									Tief	Flach	Hoch	
	NE	E	SE	S	SW	W	NW	N				
0 Hoch	antizyklonale Höhenstromlage								Hochdrucklage			0
x Flach	indifferente " "								Flachdrucklage			x
9 Tief	zyklonale " "								Tiefdrucklage			9
Bodenströmung →	8 N	Stau										8
	7 NW	Wärmeluftadv.		strom	lage				Staulage			7
	6 W	gen		Kaltluftadv.				Westwindlage				6
	5 SW	Ge			Föhnlage						Bodenstromlage	5
	4 S											4
	3 SE			Südostlage								3
	2 E	Bisenlage				Wärmeluftadv.	gen	strom	lage			2
	1 NE				Ge					Kaltluftadv.	Bise	1
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	x	0

Grosswetterlage → ② MT - GW₄

$\downarrow \rightarrow GW_4$ MT									Tief	unbest.	Hoch	
	NE	E	SE	S	SW	W	NW	N				
9 100%	sehr warm								innerhalb Frontalzone	+		9
8 90%									ausserhalb	"	o	8
7									innerhalb	"	+	7
6	warm								ausserhalb	"	o	6
5 60%									innerhalb	"	+	5
4	weitgehend normal								ausserhalb	"	o	4
3 40%									innerhalb	"	+	3
2	kalt								ausserhalb	"	o	2
1 10%									innerhalb	"	+	1
0 0%	sehr kalt								ausserhalb	"	o	0
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	x	0	

Schema zu Abb. 4 und 5

Der obere Teil der Figuren gibt auf der Abszisse die Höhenströmung, auf der Ordinate die Bodenströmung (Topographie der 1000 mb-Fläche). Bei Windgeschwindigkeiten über 15 Knoten bzw. Neigung der 1000 mb-Fläche von mehr als 40 Geopotentiellen Dekametern pro 444 km im Umkreis von 2 Breitengraden um den Zentralpunkt (46°30' n. B. 9° ö. L.) wird die vorherrschende Windrichtung bzw. die Richtung der Isohypsen der 1000 mb-Fläche in der achteiligen Windrose angegeben. Bei schwächeren Strömungen und bei starken zyklonalen oder antizyklonalen Krümmungen wird die Wetterlage unter Flachdruck, Tiefdruck oder Hochdruck eingereiht. Damit ergeben sich für Boden- und Höhenströmung je 11 Klassen, zusammen 11 × 11 = 121 Felder, welche entsprechend dem Schema in 15 Wettertypen zusammengefaßt werden können.

Der untere Teil der Figuren gibt auf der Abszisse die Großwetterlagen, d. h. die 11 Hauptgruppen nach Heß-Brezowsky, wobei die Winkelwestlagen zu den Westlagen geschlagen wurden. Auf der Ordinate ist der Betrag der relativen Topographie 1000/500 mb aufgetragen, wobei zwischen Frontal-zonen (ungerade Ziffern) und Lagen außerhalb der Frontal-zonen (gerade Ziffern) unterschieden wurde.

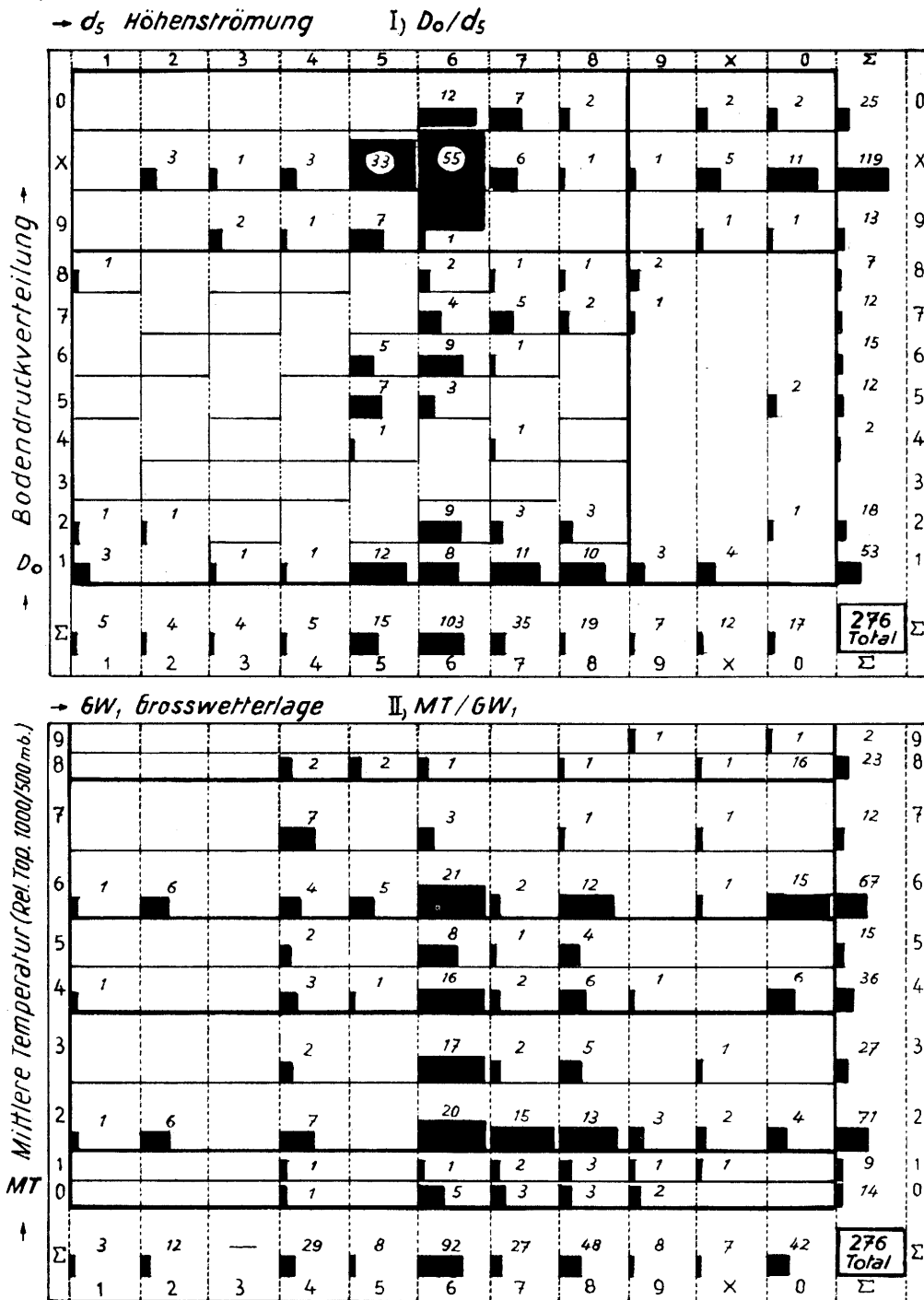


Abb. 4

Häufigkeit der Wetterlagen in den Sommermonaten Juni — August der Jahre 1956 — 1958.
 Im oberen Teil zeigt sich die große Häufigkeit der west- bis südwestlichen Höhenströmungen, welche meist mit flacher Druckverteilung in Bodennähe gekoppelt sind. Teilweise treten sie aber auch (vor allem bei Kaltluftinbrüchen) mit Überdruck auf der Alpennordseite auf („Gegenstromlage“, mit schlechtem Wetter). Die westlichen Höhenwinde bringen daher, wie die untere Hälfte der Figur zeigt, teils mäßig warmes, teils kühles Wetter. Warm sind vor allem die Südlagen.

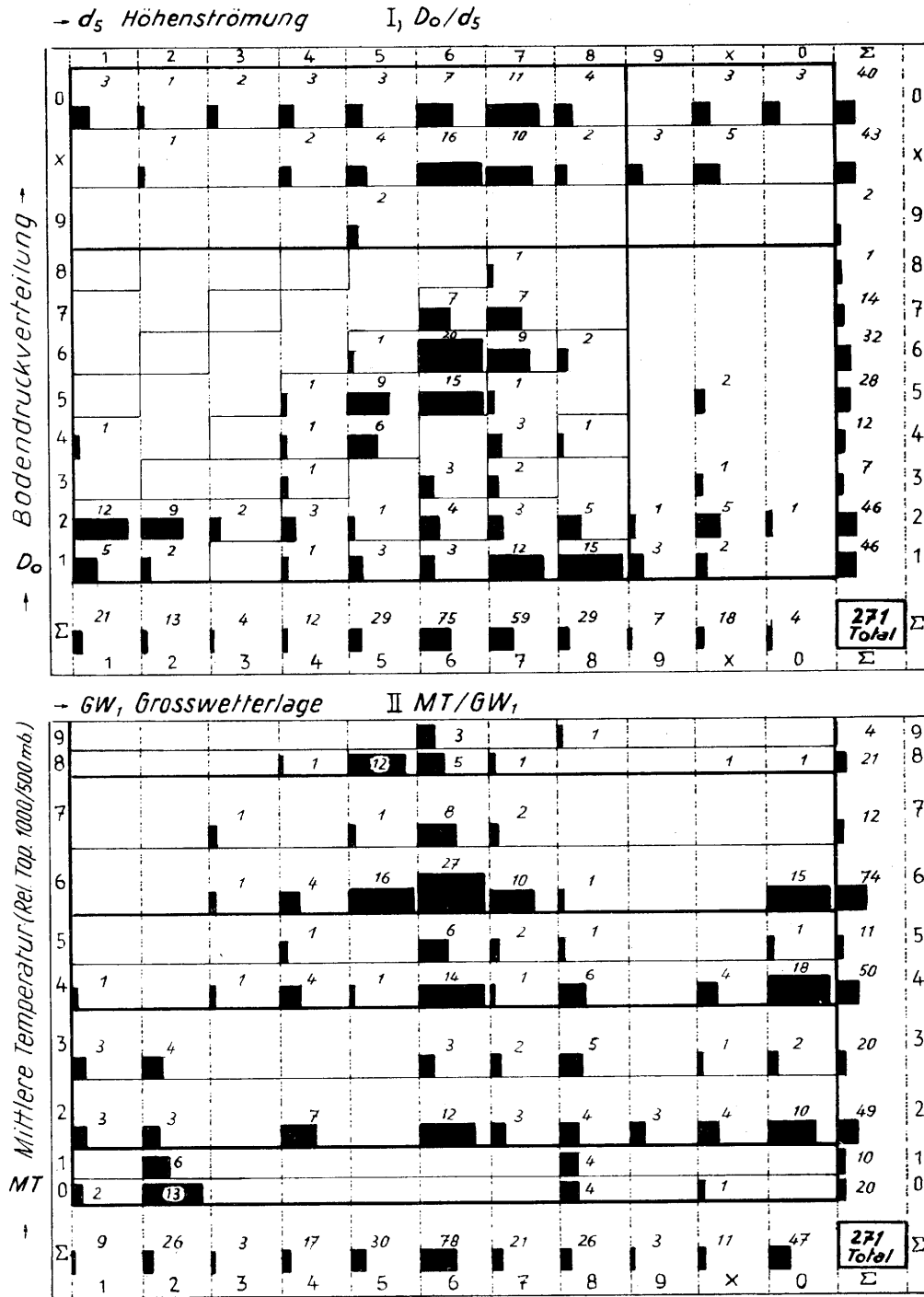


Abb. 5

Häufigkeit der Wetterlagen in den Wintermonaten Dezember — Februar, 1955/56 — 1957/58.

In der kalten Jahreszeit sind die Advektionslagen (Ziffern 1—8 der Boden- und Höhenströmung) vorherrschend, teils als Westwindlagen (Ziffernfeld 6/6, 20 Fälle), teils als Bisenlagen (besonders Ziffernfeld 1/3, 15 Fälle). Die Westlagen bringen dabei überwiegend mäßig warme Witterung, wie die untere Figurenhälfte zeigt, während die tiefen Temperaturen bei den Ostlagen auftreten (Februar 1956!).

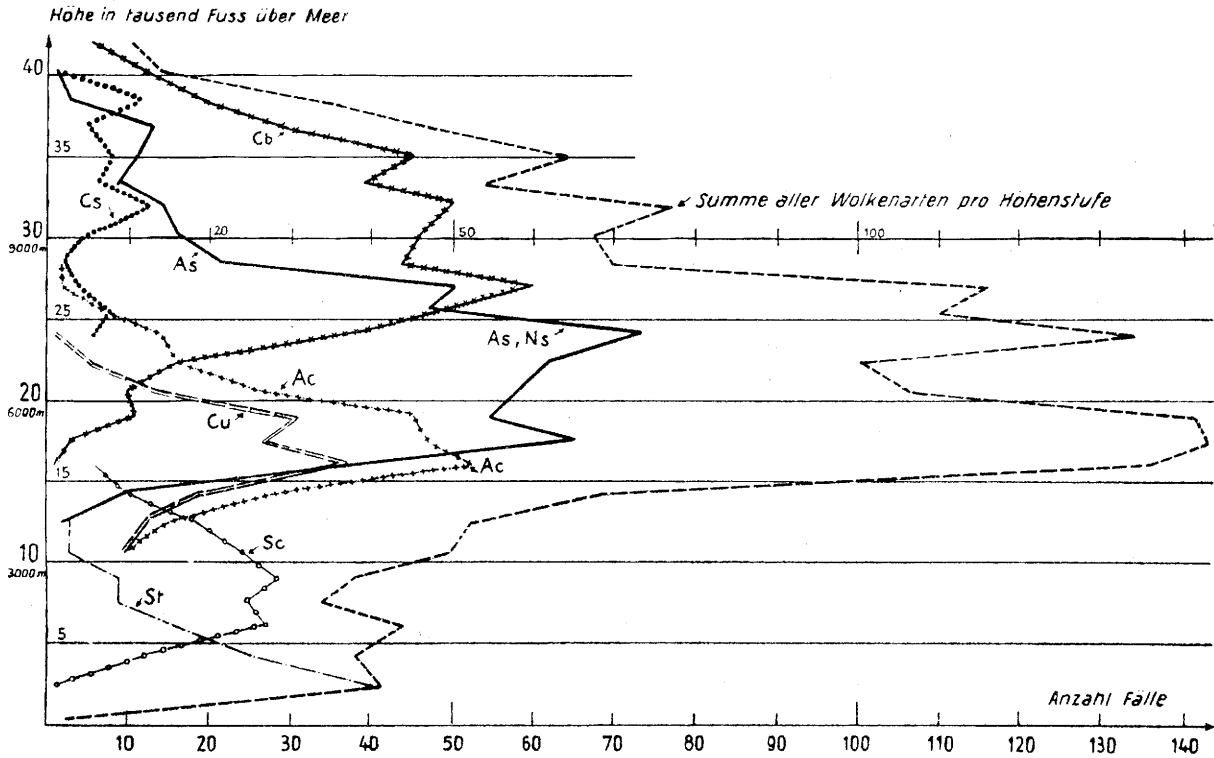


Abb. 6

Tägliche Maximalwerte der Wolkenobergrenzen über den Alpen nach G. Gensler. Zeitraum 1955 VII—1958 VI. Bis 1957 III wurden täglich 2 Werte (03—15 h, 15—03 h), dann 1 Wert der höchsten gemeldeten Obergrenzen über der Flugstrecke A9 (Rhein-Alpen-Po) bei über 4/8 Bedeckung verwendet: As (incl. Ns) 553 Fälle, Ac 265, Sc 154, St 110, Cu 157, ferner Cb schon ab 1/8 Bedeckung 478 Fälle, total 1792 Werte. Die Angaben über Cs (75 Fälle) sind unvollständig, da Cs meist nur notiert wurde, wenn keine tieferen Wolken vorhanden waren bei andauernden Cs von 6—8/8 Bedeckung.

6.2. Erfahrungsbericht zur Schüepp'schen Wetterstatistik im Ostalpenraum

von

Josef Willfarth

(mit 2 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Die Alpenwetterstatistik nach Schüepp wurde in Wien für den Ostalpenraum durchgeführt und hat gute Ergebnisse gebracht. Es wird hier nur auf einige Mängel hingewiesen, deren Beseitigung wünschenswert wäre.

Die Klassifikation der Großwetterlagen nach Hess-Brezowsky ist für den Alpenraum zu wenig charakteristisch und bedarf einer Modifizierung. Insbesondere treten die Mittelmeeinflüsse zu wenig in Erscheinung. In Wien wird seit 1946 eine Wetterlagen-Klassifikation im Rahmen einer Gewitterstatistik in den Jahrbüchern durchgeführt, die sich als sehr brauchbar und nützlich erwiesen hat. Es wird auf die entsprechende Veröffentlichung von F. Lauscher in „Witterung und Klima in Mitteleuropa“, herausgegeben von H. Flohn, verwiesen.

Die Wetterstatistik des Ostalpenraumes wurde von München und Wien bearbeitet. Von Wien aus erfolgen keine Alpenflüge, daher konnte der flugklimatologische Teil nur selten bearbeitet werden. Große Schwierigkeiten ergaben sich bei der Festlegung der Höhenwerte auf der Alpensüdseite, da der Temp von Agram häufig nicht zur Verfügung stand und der Temp von Belgrad schon zu weit östlich lag. Es erscheint daher zweckmäßig, von Wien aus hauptsächlich den Ostalpenrand zu bearbeiten unter Zugrundelegung der Aufstiege von Wien und Udine bzw. Mailand.

Abstract

In Vienna the statistics of the weather of the Alps according to Schüepp has been put to use and has brought good results. Here, it is only pointed to some deficiencies the removal of which would be desirable.

The classification of weather-situations according to Hess-Brezowsky is to poor characteristic of the area of the Alps and, therefore, a modification seems necessary. Especially the influences of the Mediterranean come out but poor. In Vienna a classification of weather-situations is performed since 1946 in the frame of thunderstorm-statistics in the year-books which have shown to be very useful. Reference is made to the paper of F. Lauscher in "Witterung und Klima in Mitteleuropa" edited by H. Flohn.

The statistics of the weather in the Eastern Alps were treated in Vienna and Munich. There were no Alpine flights outgoing from Vienna, therefore, the aéro-climatological part of the statistics could be treated only very seldom. Great difficulties arose in determining

the heights south of the Alps as the temp of Zagreb frequently was not available and Belgrade is situated too far easterly. Therefore, it seems suitable that in Vienna one treats mainly the weather of the eastern border of the Alps by means of the temps of Vienna and Udine, respectively Milan.

Résumé

A Vienne la statistique du temps des Alpes suivant Schüepp était exécutée pour le territoire des Alpes orientales et a donné des bons résultats. Ici il est seulement indiqué quelques défauts, il serait désirable de les écarter.

La classification des situations du temps suivant Hess-Brezowsky est trop peu caractéristique pour le territoire des Alpes et a besoin d'une modification. En particulier les influences de la Méditerranée s'avancent trop peu. A Vienne une classification des situations du temps est exécutée depuis 1946 en cadre d'une statistique des orages dans les annales, laquelle s'est prouvée très utile. Il est renvoyé à la publication correspondant de F. Lauscher dans "Witterung und Klima in Mitteleuropa" édité par H. Flohn.

La statistique du temps des Alpes orientales fut traitée par Munich et Vienne. Vienne n'exécuta pas des survols des Alpes, par conséquent la partie aéro-climatologique n'était traitée que rarement. Il-y-avait des grandes difficultés en fixant les hauteurs au sud des Alpes parce que le sondage du Zagreb n'était disponible que rarement et le sondage du Beograd était situé trop loin en est. Il paraît par conséquent convenable, que par Vienne le temps du bord d'est des Alpes est traité en prenant pour base les sondages du Vienne et Udine ou Milan.

Auf Grund der Empfehlungen der Tagung für Alpine Meteorologie im Jahre 1956 in Chamonix wurde der Bereich der Ostalpen für die Schüepp'sche Alpenwetterstatistik von München und Wien bearbeitet. Inoffiziell wurde die Statistik in Wien seit Oktober 1956 durchgeführt, offiziell haben wir uns der „Alpenwetterfamilie“ mit der zweiten Versuchsperiode im April 1957 angeschlossen. Die Methode darf ich hier als bekannt voraussetzen. Sie ist sehr gut und übersichtlich angeordnet und stellt ein gutes Instrument zur statistischen Erfassung des Alpenwetters dar. Ich möchte hier vor allem über die Schwierigkeiten berichten, mit denen wir zu kämpfen hatten und deren Beseitigung wünschenswert wäre, und zugleich auch Vorschläge zu deren Beseitigung bringen.

Neben der Boden- und Höhenströmung und dem Wärmegehalt der Luft wurden die Großwetterlagen nach Hess-Brezowsky zur Charakterisierung der Wettersituation verwendet. Hier trat die erste große Schwierigkeit auf: bei einer Zusammenstellung der Klassifikation der einzelnen Stellen (Lyon, Zürich,

München, Wien) zeigt es sich, daß beinahe jede Stelle in dem Bestreben, den für seinen Raum charakteristischsten Wettertyp herauszubringen, zu einer an-Brezowsky ist im wesentlichen für einen Raum zwischen 45 und 65 Grad n. Br. gedacht. Dadurch kann der Alpenraum als Randgebiet natürlich nicht die Berücksichtigung finden, die bei einer Alpenwetterstatistik notwendig ist und verlangt werden muß. Es soll hier in keiner Weise ein Angriff gegen die Großwetterlagen-Klassifikation nach H.-B. gestartet werden, im Gegenteil, sie ist sehr klar und übersichtlich und wir arbeiten immer wieder mit ihr. Aber bei einer Alpenwetter-Statistik wird es doch notwendig, etwas kleinräumiger zu denken und eine spezifisch für den Alpenraum zugeschnittene Wetterlagen-Klassifikation einzuführen. Insbesondere muß man bei einer Wetterlagen-Klassifikation für den Alpenraum den Mittelmeereinflüssen gerecht werden, die bei der Großwetterlagen-Klassifikation nach H.-B. naturgemäß zu kurz kommen.

Nachdem wir in Wien von diesen Tatsachen unmittelbar betroffen sind, haben wir diesen Umständen schon seit längerer Zeit Rechnung getragen und klassieren Klassifikation kommt. Und das soll doch wohl nicht der Sinn der Sache sein. Meiner Meinung nach liegt die Schwierigkeit in der Natur der Sache begründet. Die Großwetterlagen-Einteilung nach Hess-sifizieren die Wetterlagen nach einer eigenen, von F. Lauscher aufgestellten Methode bereits seit dem Jahre 1946. Ich möchte sie hier kurz skizzieren:

Wir unterscheiden 5 Gruppen von Wetterlagen:

1. Hochdruck: H, h, Hz
 - a) reine Hochdrucklage H
 - b) Zwischenhochlage h, meist in Verbindung mit unbeständigem Westwetter.
 - c) zonale Hochdruckbrücke Hz zwischen einem Azorenhoch und einem Hoch über Osteuropa.
2. Hochdruck-Randlagen: HiE, HF, HiSE

Tab. 1

	L	Z (H-B)	M	W	ZA	
April	1.	HFz	HFz	SEz	HFz	TwM
	2.	HFz	HFz	TM	HFz	TwM
	3.	HFz	BM	HNfz	SEz	TwM
	4.	HM	BM	HNfa	SEa	H
	5.	HM	BM	HNfa	SEa	H
	6.	HNz	HNa	HM	SEz	Tr
	7.	HNz	HNa	NEz	TrM	Tr
	8.	HNz	HNa	NEz	HB	TwM
	9.	HNz	HNa	HNfz	HB	TwM
	10.	HNz	HNa	Wa	SEz	TwM
Juli	1.	HM	HM	SWa	HFa	H
	2.	SWa	HM	SWa	SEz	H
	3.	SWa	HM	SWa	SEz	h
	4.	SWa	HM	SWa	SWa	HiE
	5.	SWa	HM	HM	BM	h
	6.	SWa	HM	HM	SEa	TiSW
	7.	SWa	HM	SWa	SWa	TB
	8.	HNz	Wa	SWa	SWz	TB
	9.	HNz	Wa	NWz	Wz	h
	10.	HNz	Wa	Nz	NWz	h
Oktober	1.	HB	HB	NW	xx	N
	2.	HB	HB	HNfa	BM	H
	3.	HB	HB	HM	BM	H _z
	4.	HB	HB	HNfa	NWa	NW
	5.	HB	HM	HM	BM	H
	6.	HB	HM	HNfa	BM	HiSE
	7.	HM	HM	SEa	HNfa	H
	8.	HM	HM	SEa	SEa	H _z
	9.	HM	HM	SEa	SEa	HiE
	10.	HM	HM	HM	SEa	HiE

Tab. 2

Großwetterlagen
nach F. Lauscher

1. Hochdruck: H, h, Hz
2. Hochdruck-Randlagen: HiE, HF, HiSE
3. Tiefdruck: Tr, TM, Vb, (K)
4. Tiefdruck-Randlagen: TB, TwM, (TiSW), TiS
5. Geradlinige Strömung: N, NW, W, SW, S

Schema der (Groß-) Wetterlagenklassifikation:
Unterteilung:

Hauptklasse	0			1-8							
	00	0x	09	08	7	6	5	4	3	2	1
0	Hochdruck			Hochdruck-Randlage							
	H	H _z	h	HF						HiSE	HiE
x	flache Druckverteilung			geradlinige Strömung							
	antiz.	indiff.	zykl.	x8	x7	x6	x5	x4			
			K	N	NW	W	SW	S			
9	Tiefdruck			Tiefdruck-Randlage							
	90	9x	99		97		95	94			
	Vb	Tr	TM		TB		TwM	TiS			

In Österreich überwiegend noch antizyklonal wirk-same Hochdruckgebiete lagern im allgemeinen im Nor-den, Osten oder Südosten. Bei einem Hoch im Westen herrscht hier häufig recht unfreundliches NW-Wetter.

3. Tiefdruck: Tr, TM, Vb, K

- a) Troglage Tr, die besonders in den Alpen sehr wirksam ist. Häufig warme und heitere Trog-Vorderseite, Trog-Rückseite mit Temperatur-sturz, Gewittern und Niederschlägen.
- b) Tief über Mitteleuropa TM
- c) Vb-Tief. Vb, das von der Adria entlang des Alpenostrandes nach Polen zieht.
- d) Höhentief über den Alpen (Kaltlufttropfen) K, aus der Bodendruckverteilung nicht erkennbar und häufig mit weit verbreitetem Dauerregen verbunden.

4. Tiefdruck-Randlagen: TB, TwM, (TiSW), TiS

Tief über den britischen Inseln und Tief im west-lichen Mittelmeer. Ein Tief im Südwesten (über der Biskaya) läßt sich meist einem dieser beiden zuordnen. Diese beiden Wetterlagen sind die Haupt-Föhnwetter-lagen in den Nordalpen. Tief im Süden, das von West nach Ost südlich der Alpen vorbeizieht. Führt beson-ders in Kärnten und Osttirol zu starken Niederschlä- gen und beeinflusst auch häufig noch den Alpenost- rand (Vb-artig).

5. Geradlinige Strömung: N, NW, W, SW, S

Nach der Häufigkeit der Strömungsrichtung können die Strömungen aus dem östlichen Sektor vernachläs- sigt werden. Sie treten meist in Verbindung mit einer der vier vorgenannten Gruppen auf.

Der Initiator der Alpenwetterstatistik, Dr. Schü- epp, hat die Alpenwetterlagen in ein übersichtliches Schema eingeordnet, das ähnlich wie das Schema für die Verschlüsselung der Boden- und Höhenströmung bei der Alpenwetterstatistik aufgebaut ist. So könnten sie ohne Schwierigkeit dem vorhandenen Schlüssel- schema der Alpenwetterstatistik beigefügt werden, zu- sätzlich oder an Stelle der Großwetterlagen nach Hess-Brezowsky.

Die zweite Schwierigkeit, die auftaucht, hat mehr lokalen Charakter. Die Statistik für den Ostalpenraum wurde von München und Wien aus bearbeitet. Das be- deutet eine gewisse Doppelgleisigkeit, was nicht nö- tigt wäre. Direkte Alpenüberquerungen werden nur von München aus geflogen auf der Flugstraße Mün- chen — Mailand. So stehen in München sicherlich ge- nügend Meldungen für den flugklimatologischen Teil der Alpenwetterstatistik zur Verfügung. Die Flüge von Wien aus gehen leider alle nur am Alpenrand vorbei, aus dem zentralen Alpengebiet selbst stehen keine Meldungen zur Verfügung. Es war daher der flug- klimatologische Teil bei der Wiener Statistik immer sehr dürftig. Es wäre daher vielleicht angezeigt, bei der Bearbeitung von Wien aus das Augenmerk mehr auf den östlichsten Teil der Ostalpen zu legen.

Auch ein anderer Grund spricht noch dafür. Das aerologische Material wurde für das Gebiet nördlich des Alpenhauptkammes aus den Aufstiegen von Mün- chen und Wien gewonnen, für das Gebiet südlich des Alpenhauptkammes aus den Aufstiegen von Mailand und Belgrad. Der zuerst vorgesehene Aufstieg von Agram stand leider häufig nicht zur Verfügung. Neuer- dings wird auch in Udine ein Aufstieg gemacht, der direkt im Bereich südlich des Alpenhauptkammes im Bereich der Ostalpen liegt. Leider stand auch dieser Aufstieg bisher nicht immer zur Verfügung. Es wäre eine große Hilfe, wenn diese beiden Aufstiege Agram (13130) und Udine (16044) am Deutschen Fernschreib- ring verbreitet würden. Aus dem Umstand, das von zwei örtlich so weit auseinander liegenden Aufstiegen wie Mailand und Belgrad aerologische Mittelwerte für ein dazwischen liegendes Gebiet gewonnen werden sollen, die von Tag zu Tag vergleichbar sein sollen, ergeben sich große Schwierigkeiten, ja oft die Unmöglichkeit, einen repräsentativen Wert zu finden.

Eine Abhilfe könnte folgendermaßen geschaffen wer- den: wenn die Achsenrichtung im östlichen Teil des Ostalpenraumes in Richtung Südwest—Nordost gelegt würde, könnten die Aufstiege von Mailand und Wien als repräsentativ für das Gebiet südlich, bzw. nördlich der Alpen angesehen werden. Die Achse würde dabei ebenso direkt über den Mittelpunkt des Ostalpen- bereiches verlaufen. Die Auswertung würde dadurch wesentlich vereinfacht und auch die Zuverlässigkeit der Werte würde beträchtlich erhöht.

Wenn ich noch kurz zusammenfasse, möchte ich meine Vorschläge dahin präzisieren:

1. An Stelle oder zusätzlich zur Großwetterlagen- Klassifikation nach Hess-Brezowsky Einführung einer spezifisch für den Alpenraum gültigen Klassifi- kation der Wetterlagen.

2. Durchführung der Alpenwetterstatistik von Wien aus mit Schwerpunkt im östlichsten Teil der Alpen und unter Zugrundelegung der Aufstiege von Wien und Mailand.

Literatur

- Gensler, G. A.: Die Klassifikation der Fronten. *Météo- rologie* No 45—46, 301—303 (1957)
- Hess, P. u. Brezowsky, H.: Katalog der Großwetter- lagen Europas. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 33 (1952)
- Lauscher, F.: Dynamische Klimaskizze von Österreich. In H. Flohn: *Witterung und Klima in Mitteleuropa*. Stuttgart 1954
- Schüepp, M.: Klassifikationsschema, Beispiele und Probleme der Alpenwetterstatistik. *Météorologie* No 45—46, 291—296 (1957)

6.3. Die statistische Darstellung der Wetterlagen in dem NW-Teil Jugoslawiens während der Internationalen Tage

von

Koviljka Vujičić-Gamser

(mit 2 Abbildungen und 3 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Die Wetterlagen während der internationalen Tage, welche für die Untersuchung der Alpenmeteorologie bestimmt sind, werden nach der Klassifizierung von M. Čadež für den NW-Teil Jugoslawiens statistisch dargestellt. Es wird auf einige charakteristische Eigenschaften hingewiesen.

Abstract

The states of weather concerning the North-West of Yugoslavia, during the international days established for the study of the alpine Meteorology, are represented within M. Čadež's classification. A few characteristics are indicated.

Résumé

Les états du temps concernant la région Nord-West de la Yougoslavie, pendant les jours internationaux fixés pour l'étude de la Météorologie alpine, sont représentés selon la classification de M. Čadež. On a indiqué quelques caractéristiques.

In dieser Arbeit ist der Überblick der Wetterlagen für den jugoslawischen Teil des Alpengebietes an den internationalen Tagen (1.—10. Oktober 1956 und 1957, 1.—10. Januar 1957 und 1958, 1.—10. April 1957 und 1958 und 1.—10. Juli 1957 und 1958), die für die Untersuchung der Klassifikation der Wetterlagen in dem Alpengebiet ausgewählt waren, gegeben.

Der Überblick basiert sich auf der Klassifikation der Wettertype in einzelnen Punkten, welche in (1) und (2) beschrieben ist, und auf dem Standpunkt, daß das Wetter eines Gebietes durch die Wettertype in einzelnen Punkten (3) definiert werden kann.

Die Wettertype für die einzelnen Stationen sind nach der Klassifikation, die man in dem Aerologischen Observatorium in Belgrad (2) benutzt, bestimmt.

Die Wetterlagen für den jugoslawischen Teil des Alpengebietes sind auf Grund der Wettertype für fünf ausgewählte Stationen auf näheren und weiteren Ausläufern der Alpen, bestimmt. Diese Stationen sind:

Planica	$\varphi = 46^{\circ}30'$	$\lambda = 13^{\circ}43'$	$H_s = 865$ m
Ljubljana	46 04	14 13	301
Maribor ¹⁾	46 32	15 39	277
Murska Sobota ²⁾	46 39	16 08	192
Rijeka	45 20	14 28	106
Zagreb-Lučko	45 46	15 51	123

¹⁾ Von Oktober 1956 bis April 1957

²⁾ Von Juli 1957 bis Juli 1958

Die hier benutzten Definitionen der Wetterlagen sind folgende:

Die anticyklonale Wetterlage [A] tritt auf an den Tagen, als wir an den ausgewählten Stationen den Wettertyp A(K), oder teilweise auch AC haben. Die Gesamtsumme der auftretenden Wettertype A ist größer als die Summe der auftretenden Wettertype AC in diesen Punkten.

Die anticyklonal-cyklonale Wetterlage [AC] ist ähnlich wie [A], nur die Gesamtsumme der auftretenden Wettertype AC ist größer als die Gesamtsumme der auftretenden A Type.

Die cyclonale Wetterlage [C] ist der Wetterlage [AC] ähnlich, nur an einer Station, wenigstens, tritt der Wettertyp C auf.

Die konvektive Wetterlage [K] ist den Wetterlagen [A] oder [AC] ähnlich, nur, wenigstens, an einer von ausgewählten Stationen, tritt K auf.

Die konvektiv-cyklonale Wetterlage [KC] ist der Wetterlage [C] ähnlich, nur, wenigstens, an einer von ausgewählten Stationen tritt KC, oder K auf.

Die anticyklonal-(konvektiv)-advektive Wetterlage [A(K)D] tritt auf, wenn wir auf den ausgewählten Stationen dieses Gebietes den Wettertyp A(K)D, oder teilweise den Wettertyp D haben, ähnlich wie in der Definition für [A]. Die Gesamtsumme der auftretenden A(K)D Type an diesen Stationen ist größer als die Summe der auftretenden D Type. An einigen Stationen kann A, oder AC, statt AD oder D auftreten.

Die advektive Wetterlage [D] ist ähnlich wie [AD] definiert, nur ist die Gesamtsumme der auftretenden D Type größer als die Gesamtsumme der auftretenden AD Type. An einigen Stationen kann AC, bzw. A, statt D oder AD auftreten.

Die konvektiv-cyklonale Wetterlage [DC] ist der Wetterlage [D] ähnlich, nur, wenigstens, an einer der ausgewählten Stationen tritt der Wettertyp DC oder C auf. An einigen Stationen dieses Gebietes kann AC, bzw. C, statt D oder DC auftreten.

Die advektiv-konvektive Wetterlage [DK] ist der Wetterlage [D] ähnlich, nur, wenigstens, an einer von ausgewählten Stationen tritt der Wettertyp DK auf. Statt D oder DK kann an einigen Stationen AC, bzw. K auftreten.

Die advektiv-konvektiv-cyklonale Wetterlage [DKC] ist der Wetterlage [DC] ähnlich, nur, wenigstens, an

Tab. 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
JULI										
1957										
Planica	K ₆	K ₇	A ₅	SK ₆	A ₄	K ₇	A ₄	AS ₅	K ₇	KC ₄
Ljubljana	AK ₇	K ₇	AK ₇	SK ₅	A ₅	K ₅	A ₄	AKS ₇	K ₇	SNK ₇
Murska Sobota	A ₁	K ₇	A ₇	AS ₇	A ₆	A ₆ -AC ₃	A ₆	AS ₄ -S ₈	A ₇ -KC ₄	SN ₇ -SNKC ₆
Rijeka	AN ₆ -N ₃	A ₄ -AC ₃ -A ₀	K ₅	AS ₄ -S ₃	A ₅	A ₅	A ₄	AS ₅	A ₅	SK ₇
Zagreb	AN ₄	A ₇	A ₇	AKS ₇	A ₄	A ₅	A ₀	SK ₇	AK ₇	SNK ₇
Wetterlage für den jugoslawischen Teil des Alpengebietes	/K/	K/	K/	SK/	/A/	/K/	/A/	/SK/	/KC/	/SNKC/
1958										
Planica	NK ₄	AK ₇	SK ₆	SK ₅	AN ₆ -N ₄ -AN ₅	K ₇	NK ₇	AE ₇	AE ₅	AE ₇
Ljubljana	AN ₇	AW ₄	SK ₆	S ₇	AN ₇	K ₇	AC ₄ -A ₆ -AC ₇	AE ₄	AE ₆	AE ₇
Murska Sobota	N ₆	WC ₆	SK ₇	SK ₇	N ₆	N ₆	A ₇	C ₄ -AE ₄ -E ₇	AE ₇	AE ₇
Rijeka	N ₇ -AN ₀	W ₄ -AW ₄	AS ₄ -S ₄	AS ₄ -S ₄	NK ₄	NK ₇	NK ₆	E ₆ -AE ₄	AE ₄	AE ₆
Zagreb	NK ₅	AW ₄	AS ₄ -S ₄	AS ₄	N ₄ -AN ₄	NK ₇	AN ₄ -N ₇	EK ₄	AE ₇	AE ₄
Wetterlage für den jugoslawischen Teil des Alpengebietes	/NK/	WC/	/SK/	SK/	/NK/	/NK/	/NK/	/EKC/	/AE/	/AE/
OKTOBER										
1956										
Planica	A ₁	A ₃	S ₇	C ₄	NC ₄	AC ₇ -A ₄	AC ₇	AN ₄ -N ₆	AN ₇	AN ₇
Ljubljana	A ₅	A ₅	S ₇	C ₆	NC ₆	NC ₄ -N ₇ -AN ₄	K ₇	N ₇ -AN ₇	AN ₇	AN ₆ -N ₇
Maribor	A ₁	A ₁	S ₇	C ₆	NC ₄	NC ₄ -N ₇ -AN ₀	AC ₇	N ₆ -AN ₅	AN ₅ -N ₄	N ₆ -AN ₀
Rijeka	A ₁	A ₁	S ₇	C ₄	N ₄ -KC ₄	NC ₇ -N ₇ -AN ₁	K ₅	N ₇ -AN ₅	AN ₇	AN ₆ -N ₅
Zagreb	A ₇	A ₃	S ₇	C ₆	E ₄ -EC ₄	NC ₄ -N ₇ -AN ₀	AC ₇	N ₇ -AN ₇	AN ₇ -N ₄ -AN ₄	N ₆ -AN ₃
Wetterlage für den jugoslawischen Teil des Alpengebietes	/A/	/A/	/S/	/C/	/NKC/	/NC/	/K/	/N/	/AN/	/AN/
1957										
Planica	C ₄	AC ₆ -A ₄	AC ₆ -A ₀	A ₅	A ₄	A ₁	AC ₄ -A ₀	A ₇	AC ₄ -A ₁	E ₄ -AE ₄
Ljubljana	C ₄	NE ₆	AC ₆	A ₄ -AC ₅	ANE ₇	A ₇	AC ₇ -A ₀	A ₇	AC ₇ -A ₁	E ₄ -AE ₇ -E ₄
Murska Sobota	NC ₄	N ₄	A ₆ -AC ₄ -A ₀	AN ₄ -N ₆	AN ₇	AN ₃	A ₃	A ₄	A ₅	A ₄ -AE ₄
Rijeka	NC ₄	N ₆	N ₄ -AN ₆	AN ₀	AN ₃	AN ₁ -N ₅	AN ₃	A ₃	A ₀	A ₀
Zagreb	NC ₄	NC ₄ -N ₄	AC ₇	A ₆	AN ₅	AN ₇ -N ₇	N ₂ -AN ₇	A ₆	AC ₄ -A ₆ -AC ₆	E ₆
Wetterlage für den jugoslawischen Teil des Alpengebietes	/NC/	/NC/	/N/	/AN/	/AN/	/AN/	/N/	/A/	/A/	/E/

Tab. 1 — Fortsetzung

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
JÄNNER										
1957										
Planica	AC ₁ -C ₁	C ₄	AC ₄	AC ₅	N ₇	AC ₆ -A ₁ -AC ₄	AN ₅	N ₃ -AN ₁	A ₁	A ₁ -AC ₂
Ljubljana	C ₄	AC ₄	1AC ₄	AC ₄	AC ₄	1AC ₄	AN ₇	AN ₃	A ₀	1A ₅ -AC ₃
Maribor	AC ₆	S ₇	1N ₄	C ₄ -AC ₄	N ₄	1N ₃	AN ₇	AN ₃ -N ₃	A ₁	A ₃ -AC ₃
Rijeka	C ₄	S ₄ -SC ₄	AN ₇	A ₆ -AC ₇	AN ₆ -N ₇ -AN ₆	AN ₃ -N ₇	AN ₇	AN ₁ -N ₃ -AN ₃	A ₀	A ₃ -AC ₃
Zagreb	AC ₄	S ₇	N ₄	C ₄ -AC ₄	1NE ₇	1N ₇	AN ₇	1AN ₇ -N ₃	A ₁	A ₁ -AC ₇
Wetterlage für den jugoslawischen Teil des Alpengebietes	/C/	/SC/	/N/	/C/	/N/	/N/	/AN/	/AN/	/A/	/A/
1958										
Planica	A ₃	A ₀	A ₅	NEC ₄	E ₆	AC ₁ -A ₃ -AC ₆	WC ₄ -AW ₅	N ₄ -AN ₄	S ₆	A ₄
Ljubljana	AC ₄	A ₆	1A ₄ -AC ₆	N ₇	E ₁	AC ₇	W ₆ -AW ₄	1N ₇ -AN ₄	AC ₇ -SC ₄	1A ₄
Murska Sobota	1A ₄ -AC ₄	2A ₄	1N ₄	N ₀	E ₆	AC ₁ -A ₇ -AC ₆	WC ₄ -AW ₆	N ₇ -AN ₀	AS ₂ -S ₂	AC ₆ -A ₆
Rijeka	A ₅	A ₇ -AC ₄	N ₄ -AN ₅	AN ₇	EC ₄	C ₅ -AC ₇	W ₇	N ₇ -AN ₀	AS ₁ -S ₇	A ₄
Zagreb	AC ₁ -A ₁	2A ₄	N ₄	N ₇	E ₇	C ₄ -AC ₇	WC ₆	N ₇ -AN ₁	SE ₇	A ₇
Wetterlage für den jugoslawischen Teil des Alpengebietes	/A/	/A/	/N/	/NC/	/EC/	/C/	/WC/	/N/	/SC/	/A/
APRIL										
1957										
Planica	SE ₄	C ₄	C ₁	C ₄ -AC ₆	AN ₅	A ₆	AKW ₅	N ₄	E ₄ -AE ₄	AC ₃ -C ₄
Ljubljana	S ₆	SC ₄	NC ₄	EN ₇ -AEN ₀	ANE ₄	A ₆	AW ₇ -WC ₄	AKN ₆	E ₆	C ₆
Maribor	S ₆ -AS ₀	SC ₄	NC ₄	EN ₆ -AEN ₇	AN ₄	A ₆	AKW ₇	N ₆	E ₆	AC ₆ -C ₄
Rijeka	AS ₆ -S ₇	SKC ₄	NC ₄	E ₇	AN ₃	A ₅	W ₇	NC ₄ -N ₄	E ₄ -AE ₃	C ₄
Zagreb	S ₆ -AS ₂	SC ₆	NC ₄	EN ₆ -AEN ₇	AN ₅	A ₅	WK ₇	N ₄	E ₆	AC ₄ -C ₄
Wetterlage für den jugoslawischen Teil des Alpengebietes	/S/	/SKC/	/NC/	/ENC/	/AN/	/A/	/WKC/	/NC/	/E/	/C/
1958										
Planica	AE ₅	EC ₄	C ₄	C ₄	AW ₄	SC ₄	C ₄	E ₄	N ₇ -NC ₄ -AN ₄	N ₅
Ljubljana	E ₇	E ₇	SC ₆	SC ₄	W ₇ -AW ₅	SC ₆	S ₆ -N ₄	E ₄ -N ₅	N ₇ -AN ₀	1N ₇
Murska Sobota	AE ₄	E ₆ -AE ₄	S ₇	S ₆	AW ₇ -W ₇	C ₆ -KC ₄	N ₆	N ₇ -AN ₀	N ₆ -AN ₀	NK ₇
Rijeka	E ₇	E ₆	SC ₆	SC ₄	W ₇ -AW ₄	S ₁	S ₁ -N ₆	N ₅ -AN ₀	N ₇ -AN ₁	N ₇ -AN ₀
Zagreb	AE ₆	E ₆	S ₇ -AS ₄	S ₄ -SC ₄	W ₇	C ₆	S ₁ -N ₆	N ₅ -AN ₃	N ₁ -AN ₀	N ₅ -NC ₄
Wetterlage für den jugoslawischen Teil des Alpengebietes	/AE/	/EC/	/SC/	/SC/	/W/	/SKC/	/SC-N/	/N/	/NC/	/NKC/

einer von ausgewählten Stationen tritt DKC oder KC auf.

Das Symbol D ist der gemeinsame Ausdruck für N, E, S und W.

An den Tagen, wenn das Wetter an einzelnen Stationen einmal oder öfters aus einem in den anderen Wettertyp übergegangen ist, hat man angenommen, daß jeder von der Wettertype ein halb, bzw. ein drittel des Tages dauerte. Wenn die Summen gleich waren, war der Vorteil dem Wettertyp, welcher in der ersten Hälfte des Tages herrschte, gegeben.

An den Tagen, wenn in den jugoslawischen Teil des Alpengebietes die Kaltluft eingedrungen ist, die eine

wesentliche Wetteränderung verursachte (wie 7. IV. 1958), sind beide Wetterlagen in Rücksicht genommen.

Einige Symbole für die Wetterlagen sind einmal oder zweimal unterstrichen. Ein Strich bezieht sich auf die Tage mit den nächtlichen Niederschlägen, wenn die 24stündliche Niederschlagshöhe größer als 0,9 mm war. Die zweimal unterstrichenen Symbole beziehen sich auf die Tage mit nächtlichen Gewittern.

Die Tabelle 1 gibt den Überblick über die Wettertype für die erwähnten Tage und ausgewählte Stationen in dem jugoslawischen Teil des Alpengebietes, sowie auch die Wetterlagen für diese Tage und dieses Gebiet.

Tab. 2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Januar										
1957	<u>C</u>	<u>SC</u>	N	<u>C</u>	N	N	AN	AN	A	<u>A</u>
1958	A	A	N	<u>NC</u>	<u>EC</u>	<u>C</u>	WC	N	<u>SC</u>	A
April										
1957	<u>S</u>	<u>SKC</u>	<u>NC</u>	ENC	AN	A	<u>WKC</u>	<u>NC</u>	E	<u>C</u>
1958	AE	<u>EC</u>	<u>SC</u>	<u>SC</u>	<u>W</u>	<u>SKC</u>	<u>SC-N</u>	N	NC	<u>NKC</u>
Juli										
1957	K	K	K	SK	A	K	A	SK	<u>KC</u>	<u>SNKC</u>
1958	NK	<u>WC</u>	<u>SK</u>	<u>SK</u>	NK	NK	<u>NK</u>	EKC	AE	AE
Oktober										
1956	A	A	<u>S</u>	<u>C</u>	<u>NKC</u>	<u>NC</u>	K	N	AN	AN
1957	<u>NC</u>	<u>NC</u>	N	AN	AN	AN	N	A	A	E

In der Tabelle 2 befindet sich der statistische Überblick der Wetterlagen für den jugoslawischen Teil des Alpengebietes und die Tabelle 3 enthält die monatliche Häufigkeit der einzelnen Wetterlagen.

Tab. 3

Die Wetterlagen	Januar	April	Juli	Oktober	Summe
A	5	1	2	4	12
AC					
C	3	1		1	5
K			4	1	5
KC			1		1
AN	2	1		5	8
N	5	1,5		3	9,5
NC	1	3		3	7
NK			4		4
NKC		1		1	2
AE		1	2		3
E		1		1	2
EC	1	2			3
EK			1		1
EKC					
AS					
S		1		1	2
SC	2	2,5			4,5
SK			4		4
SKC		2	1		3
AW					
W		1			1
WC	1		1		2
WK					
WKC		1			1
Summe	20	20	20	20	80

Aus der Tabelle 3 sieht man, daß in den ersten Dekaden im Januar 1957 und 1958 am häufigsten folgende Wetterlagen auftraten: [A] (25%), [N] (25%) und [C] (15%). In den ersten Dekaden im April 1957 und 1958 erschienen am meisten die Wetterlagen [NC] (15%) und [SC] (12,5%). Neben diesen waren dann fast alle anderen Wetterlagen vermerkt. In den ersten Dekaden im Juli 1957 und 1958 traten am häufigsten die Wetterlagen [K] (20%), [NK] (20%) und [SK] (20%) auf. Die ersten Dekaden im Oktober 1956 und 1957 haben eine abgeschlossene Neigung zu den Wetterlagen [AN] (25%), [A] (20%), [N] (15%) und [NC] (15%).

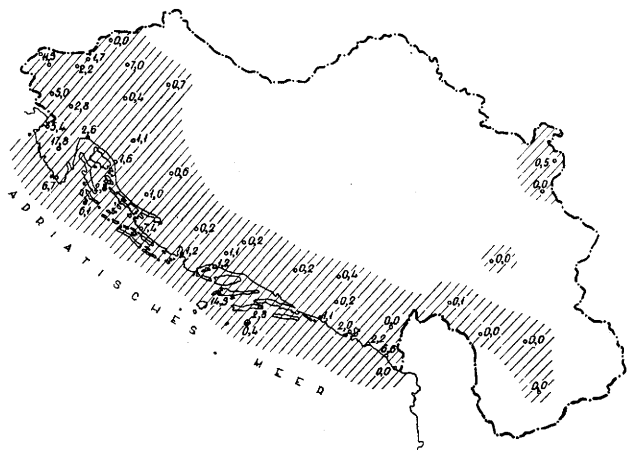


Abb. 1

Die Verteilung der Niederschläge in Jugoslawien am 2. I. 1957 ([SC] Wetterlage im jugoslawischen Alpengebiet)

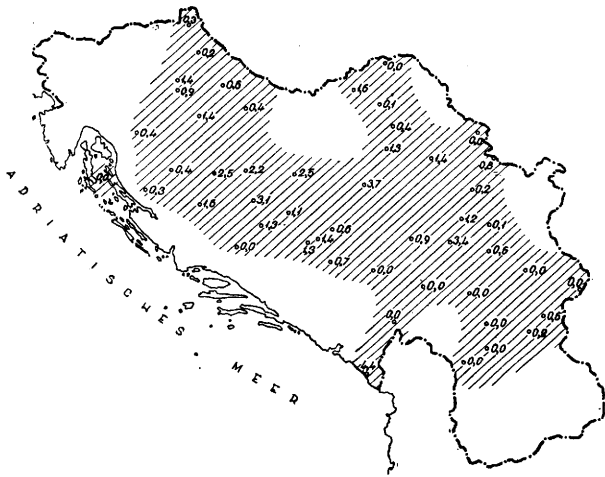


Abb. 2

Die Verteilung der Niederschläge in Jugoslawien am 6. I. 1957
([N] Wetterlage im jugoslawischen Alpengebiet)

Auf den Abbildungen 1 und 2 ist endlich die Verteilung der Niederschläge in Jugoslawien bei einer [SC] (2. I. 1957), bzw. [N] (6. I. 1957) Wetterlage in dem Alpengebiet Jugoslawiens dargestellt. Bei der südlichen (S) Strömung befindet sich das Niederschlagsgebiet an der südlichen Seite der Dinarischen Gebirge, bei der nördlichen (N) Strömung an der nördlichen Seite. Das sind augenscheinlich Stau- und Föhnefekte.

Literatur

- (1) Čadež, M.: O tipovima vremena (Sur les types de temps). Hidrometeor. glasnik **2**, 88—96 (1949)
- (2) Godišnjak Aerološke opservatorije u Beogradu 1952 (Annuaire de l'Observatoire aérologique à Belgrade 1952). Beograd 1956, IV
- (3) Čadež, M.: Analiza vremena u FNR Jugoslaviji u 1951 godini (Analyse du temps en Yougoslavie durant l'année 1951). Beograd 1954

6.4. Einige statistische Daten über die italienischen Stationen in den Alpen im Zusammenhang mit den Wassertypen, die in Italien herrschen

von

Ezio Rosini

Der Wetterdienst der Italienischen Luftwaffe, den ich die Ehre habe bei diesem Kongreß zu vertreten, hat seine ganze Tätigkeit für eine lange Zeit dazu verwendet, dem italienischen Militär- und Zivil-Luftverkehr sowie auch allen über Italien und dem Zentral-Mittelmeer verkehrenden Flugzeugen jedweder Nationalität beizustehen. Dadurch wurde eine vorübergehende Einschränkung der Studientätigkeit verursacht, speziell auf dem Gebiete der Klimatologie und — was uns hier am meisten interessiert — der meteorologischen Forschungen in den Alpen, die einem Lande, welches seine Grenzen nicht nur am Meere, sondern auch in den Alpen hat, von größter Bedeutung sein müssen.

Ich bin froh, sagen zu können, daß diese Lage heute überholt ist. Auf dem Gebiete der Klimatologie und der meteorologischen Statistik wurde eine spezielle Abteilung geschaffen, welche unter meiner Leitung steht und über die modernsten Mittel, unter anderem über ein mechanographisches I.B.M.-Loch-Karten-Verfahren und geeignete Rechenmaschinen verfügt.

Es ist meines Erachtens hier wichtig zu bemerken, daß unserer Arbeitsgruppe die Aufgabe erteilt wurde, die klimatologischen Fragen nicht nach den traditionellen Schemen zu studieren, sondern dieselben von dem Gesichtspunkt der dynamischen und synoptischen Meteorologie aus, nach modernsten Begriffen, zu sehen.

Eine der bisher ausgeführten Arbeiten ist die Klassifizierung der Wassertypen in Italien und am Mittelmeer; diese Arbeit wurde auf Grund der Analysen ausgeführt, welche in der Zeitspanne von 1946 bis 1955 gemacht wurden. Kurz geschildert, die Grundlagen zur Feststellung eines Wassertypes wurden mehr in den dynamischen Erscheinungen der Wetteränderungen gesucht, als in den statistischen Gestaltungen des barischen Feldes; man hat sich mehr auf die aerologischen Beobachtungen als auf die Bodenbeobachtungen gestützt, und man hat die realen Untersuchungen der atmosphärischen Störungen gegenüber den rein theoretischen Erwägungen bevorzugt. Die Klassifizierung wurde jahreszeitlich gemacht, da eine Klassifizierung, welche ein ganzes Jahr umspannen will, nur approximativ sein kann, demzufolge undeutlich oder sogar schädlich.

Die Arbeit wurde nach vielen Jahren harter Mühe von meinem geschätzten Mitarbeiter, Herrn Dr. Marcello Urbani, vollendet.

Die Anzahl der so aus unseren Studien ergebenden Wassertypen beläuft sich für die Winterjahreszeit auf mehr als 20. Zur leichteren Übersicht wurden sie in

sieben Gruppen eingeteilt. Für eine eingehendere Prüfung der eigenartigen Auswirkungen, welche jeder einzelne Wassertypus auf die sich wirklich einstellende atmosphärische Lage hat, wurde die Zahl, die den täglichen Typus kennzeichnet, auf den Stundenabmessungslochkarten und auf den zusammengefaßten Tageslochkarten jeder Station vermerkt. Dieses Verfahren hat eine große und sehr ausführliche statistische Arbeit ermöglicht, die jetzt noch im Gange ist.

Diese Kommunikation hat zum Hauptzweck, den Gelehrten das oben Gesagte mitzuteilen und gleichzeitig zu verkünden, daß eine organische Ausarbeitung jetzt im Gange ist, die alle meteorologischen Stationen der Wetterdienste in den Alpen umfaßt. Es sei uns gestattet zu sagen, daß die Einführung der von uns studierten Klassifizierung der Wassertypen für die Alpengegend besonders geeignet ist, auch wenn dieselbe nicht so einen komplizierten Anblick bietet, wie andere obwohl sehr wertvolle Klassifizierungen. In dieser Hinsicht wird eine ausführliche Kritik gemacht werden, sobald wir einige im Gange befindliche Studien vollendet haben; aber wir wollen schon jetzt diesen Begriff betonen, denn wir glauben, daß es der Hauptzweck einer Klassifizierung ist, eine Vereinfachung in ein verwirrtes Gebiet zu bringen, wobei man nie die Genauigkeitsgrenzen überschreiten muß, welche die Natur selbst der studierenden Phänomene verlangt.

Als Beispiel der von uns verfolgten Kriterien und erzielten Resultate, beschränken wir uns hier, nur über ein einleitendes Studium zu berichten, welches mit der Hilfe der statistischen Maschinen an einigen Alpenstationen auf Grund der Wassertypengruppen durchgeführt wurde. (Die Schilderung der Wassertypen und der Typengruppen sind in der vollständigen Publikation enthalten.)

Die hierfür herangezogenen Stationen sind die folgenden: Monte Fraiteve, Höhe 2 680 Meter; Monte Moro, Höhe 1 700 Meter; Pian Rosà, Höhe 3 486 Meter; Monte Grigna, Höhe 2 403 Meter; Passo Giove, Höhe 2 001 Meter; Monte Elmo, Höhe 2 433 Meter; Tarvisio, Höhe 777 Meter.

Die Beobachtungsstationen wurden dreipaarig gruppiert: Westalpen, Monte Fraiteve und Monte Moro; Zentralalpen, Pian Rosà und Monte Grigna; Ostalpen, Passo Giove und Monte Elmo.

Die Untersuchungsperiode für jetzt erstreckte sich auf fünf Winterjahreszeiten von 1952/53 bis 1957. Während dieser Zeitperiode hat man die folgenden Prozentsätze gehabt: 29,8% der Tage von Wassertypen

der Gruppe I, gekennzeichnet hauptsächlich durch blockierende Hochkeile auf dem Atlantik und in West-Europa; 17,8% der Tage hatte man Wettertypen der Gruppe II, gekennzeichnet durch Ausbreitung der Antizyklone von den Azoren bis zum südwestlichen Teil Europas; 18% der Fälle gehörten zur III. Gruppe, mit einer Vordrängung aus Nord-Afrika, bis nach Zentral-Europa und einem Trog gegen die Iberische Insel; 7,6% war Gruppe IV mit einer Depression auf allen Niveaus, die Italien und das Mittelmeer einschließen; 9,2% Gruppe V, gekennzeichnet durch eine Reihe von vorstoßenden Depressionen, zwischen dem 55^o und dem 65^o der nördlichen Parallele; 8,7% ist die VI. Gruppe mit einer Tiefdruckfolge durch den mittelsüdlichen Teil Europas; 8,9% die VII. Gruppe, gekennzeichnet durch ein Zentrum von Tiefdruck im mittelöstlichen Teil des Mittelmeeres.

Selbstverständlich sind bei der statistischen Aufstellung nicht die absoluten Werte der verschiedenen Elemente von Bedeutung, sondern die Abweichung jeder Gruppe von dem Durchschnittswert, wie auch die Abweichung der täglichen Werte jeder Gruppe von ihrem eigenen Durchschnittswert. Es sind eben diese Indexausmaße, die die Eigentümlichkeit jeder einzel-

nen Gruppe aufweisen, und die Bestimmung der Gruppen durch die abgemessenen Werte ermöglichen.

Als Abweichungsindex der einzelnen Werte im Verhältnis zum Durchschnittswert der Gruppe haben wir, so wie ich es stets vorziehe, die Aufteilung der Gruppe in Quartalen gewählt, indem zwei Gruppenwerte festgestellt werden, die 25% der Fälle beiderseits auslassen.

Die berücksichtigten Faktoren sind: Druck, tägliche Durchschnittstemperatur, Tautemperatur, Regen, Regenmöglichkeiten, Bewölkung, Windstärke.

Aber wie bereits gesagt, gehen wir hier auf eine Analyse der Resultate nicht ein, diese werden in der ausführlichen Publikation enthalten sein. Aber ich bin bereit, allen, welche eingehendere Auskünfte wünschen, diese separat zu geben.

Abschließend möchte ich noch bemerken, daß diese Resultate eine unterschiedliche Bedeutung für die verschiedenen Elemente haben, aber daß sie nach unserer Meinung im allgemeinen so sind, um behaupten zu können, daß weitere Forschungsarbeiten auf dem gleichen Wege und mit denselben Kriterien gerechtfertigt sind.

6.5. Données numériques sur la circulation atmosphérique en altitude, jusqu' à 30 km et audelà, en été, en bordure ouest des Alpes françaises, près de Chambéry

par

Georges Dominique Barbé

et

Pierre Paul Ervet

(avec 4 figures et 2 tableaux dans le texte)

Résumé

L'instrument de mesure est un radar de 10 cm de longueur d'onde poursuivant automatiquement un but constitué par un ballon entraînant un réflecteur passif du type trièdre trirectangulaire.

Près de 200 sondages ont été effectués en Juillet 1957 sur le terrain d'aviation du Bourget-du-Lac, près de Chambéry, dont 60 sondages dépassant 25 km d'altitude et 23 sondages successifs en 24 heures les 8 et 9 Juillet.

Le procédé du "sondage double" a été mis au point et appliqué à 17 sondages: 2 sondages complètement indépendants sont faits simultanément à l'aide de 2 ballons lancés à 9 minutes d'intervalle donnant lieu alternativement toutes les minutes à une mesure de position.

Résultats: 1) Le faible rôle de la turbulence atmosphérique — à l'échelle des mesures — est mis en évidence. 2) Au-dessus de 18/22 km d'altitude des vents de secteur Est ont été mesurés chaque jour. 38 sondages ont atteint ou dépassé l'altitude de 30 km.

Zusammenfassung

Das Meßinstrument ist ein Radar mit einer Wellenlänge von 10 cm, das automatisch ein Ziel verfolgt, welches aus einem Ballon und einem passiven Reflektor vom Typ eines Tripel-Winkelspiegels besteht.

Fast 200 Sondierungen wurden im Juli 1957 auf dem Flugplatz von Bourget-du-Lac bei Chambéry durchgeführt, 60 dieser Sondierungen überstiegen eine Höhe von 25 km, und 23 aufeinanderfolgende Sondierungen wurden am 8. und 9. Juli innerhalb von 24 Stunden durchgeführt.

Die Methode der „doppelten Sondierung“ wurde entwickelt und für 17 Sondierungen angewandt: zwei völlig unabhängige Sondierungen werden gleichzeitig mit zwei Ballons mit einer Zwischenzeit von 9 Minuten ausgeführt; die Stellung wird dann abwechselnd jede Minute gemessen. Resultate: 1) Die in Beziehung zu den Messungen verhältnismäßig kleine Rolle der Luftturbulenz wurde erwiesen. 2) Bei einer Höhe von 18 bis 22 km wurden täglich Ostwinde gemessen, 38 Sondierungen erreichten oder überschritten eine Höhe von 30 km.

Abstract

The measuring instrument is a radar with a wave length of 10 cm, which automatically tracks a balloon and a passive target from the type of a trirectangular triedron.

Almost 200 soundings were made in July 1957 at the Bourget-du-Lac airfield, near Chambéry. Sixty amongst these soundings reached a height of more than 25 km and 23 successive soundings within 24 hours on 8 and 9 July.

The "double sounding" method was developed and applied to 17 soundings: two entirely independent soundings are made simultaneously with two balloons launched at nine-minute intervals. Position is measured alternately each minute.

Results: 1) the slight influence of atmospheric turbulence — in proportion to the measurements — was particularly noteworthy; 2) above a height of 18 to 22 km, easterly winds were measured each day. 38 soundings reached heights of 30 km or more.

Exposé succinct des résultats obtenus

Sur l'aérodrome du Bourget-du-Lac, près de Chambéry, en bordure Ouest des Alpes Française Centrales*) du 3 au 30 Juillet 1957. 194 sondages de vent la plupart à haute altitude, ont été effectués à l'aide d'un radar à poursuite automatique dont la précision — relativement élevée — est définie expérimentalement par le procédé de mesure utilisé pour un certain nombre de sondages (1).

Ces mesures ont permis de mettre en évidence:

1^o — un degré relativement élevé — dans de nombreux cas (sauf en particulier lors de l'existence de "courants Jet") — de permanence de la circulation atmosphérique au voisinage d'un massif montagneux.

2^o — existence d'une structure feuilletée fine de l'atmosphère:

— des niveaux caractéristiques sont mis en évidence, à la traversée desquels change de sens.

*) Le Bourget-du-Lac est situé à une altitude de 240 mètres dans une vallée orientée Nord-Sud entre la Montagne du Chat (altitude 1500 mètres environ) à l'Ouest et le Mont Revard (altitude 1550 mètres environ) à l'Est; il est à 80 kilomètres à l'Ouest-Sud Ouest du Massif du Mont Blanc.

- soit la variation de la force du vent
- soit la rotation du vecteur vent

Ces deux phénomènes peuvent, en outre, se présenter simultanément.

— Ces niveaux gardent une altitude constante ou faiblement variable d'un sondage à l'autre, l'intervalle entre 2 sondages étant compris entre 9 minutes et plusieurs heures.

3^o — Les caractères — altitude d'établissement, direction et force — des vents de secteur Est, saisonniers d'été dans la haute stratosphère.

4^o — Enfin une documentation a été recueillie consistant — d'une part, en une série de plusieurs sondages successifs (3 en général) effectués sensiblement aux mêmes heures d'un jour à l'autre;

— d'autre part, en 20 sondages, en 23 heures, les 8 et 9 Juillet 1957 sur l'influence du relief sur le vent à haute altitude et sur la variation diurne de cette influence.

Des conclusions positives n'ont pu être tirées en ce qui concerne ces derniers problèmes *).

Justification de ces résultats

Les sondages correspondant aux figures suivantes sont présentés pour illustrer les conclusions précédentes:

Sur un même graphique ont été superposées les courbes donnant en fonction de l'altitude, la variation des éléments suivants du vecteur vent: module, direction et grandeur du vent transversal (composante du vent total perpendiculaire à la direction radar-ballon). L'intérêt de cette dernière grandeur est, en particulier, de déterminer, avec précision, les niveaux où la rotation du vecteur vent avec l'altitude change de sens (l'altitude de ces niveaux se conserve généralement d'un sondage à l'autre) elle est à altitude croissante cyclonique entre un maximum et un minimum de cette courbe et anticyclonique entre un minimum et un maximum.

Sondages horaires successifs entre le 8 Juillet 1957 à 07.05 T. U. et le 9 Juillet à 05.00 T. U.

Pendant cette période 20 sondages horaires ont été effectués.

Les figures 1 et 2 représentent la superposition de 2 groupes des sondages suivants:

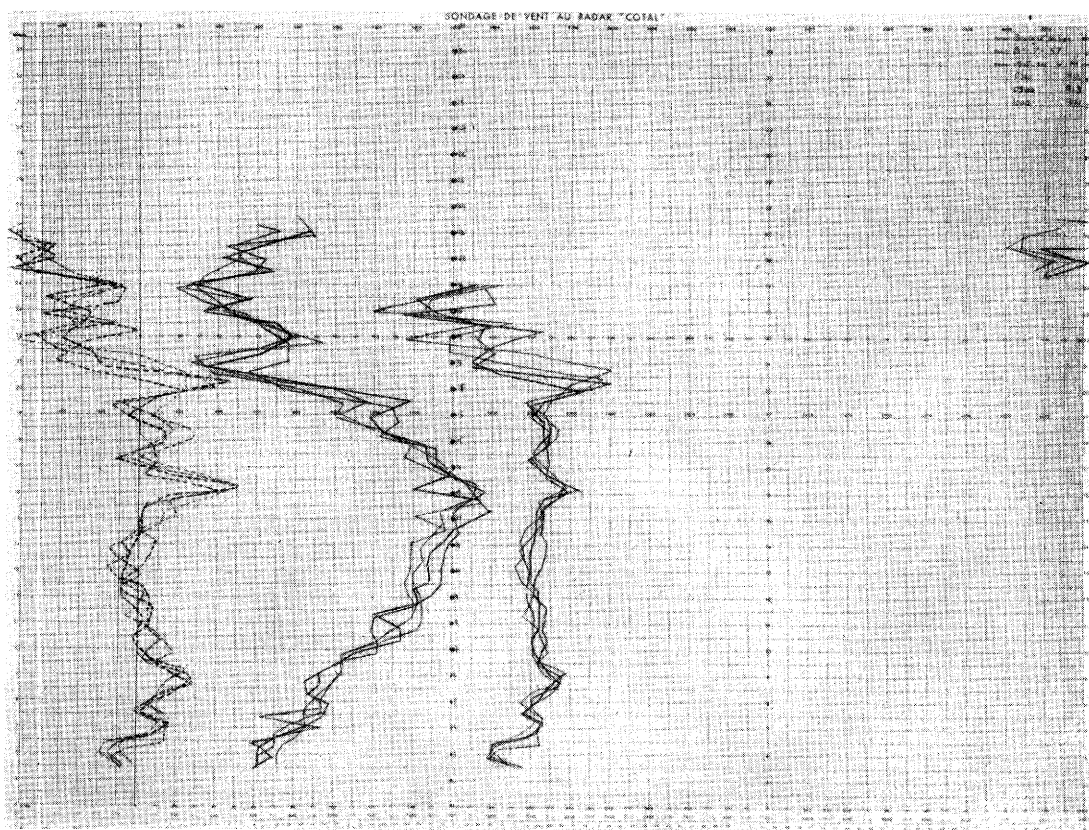


Fig. 1

8 Juillet à 07.05 T. U. sondage n°911
08.00 T. U. sondage n°912
09.00 T. U. sondage n°913
10.00 T. U. sondage n°914

Exemples de sondages doubles

Le procédé du sondage double consiste à lancer 2 équipages identiques (ballon et réflecteur passif) à 9

*) Une nouvelle campagne de mesures analogue à celle qui fait l'objet de la présente étude est actuellement (22 Juillet 1958) en cours.

Le radar est installé au Col des Aravis (altitude 1500 mètres) en vue directe de la chaîne du Mont Blanc et à 32 km. environ à l'Ouest de celui-ci.

minutes d'intervalle et à faire alternativement toutes les 2 minutes une mesure sur chaque équipage pendant toute la durée du sondage, on obtient ainsi deux sondages entièrement indépendants effectués à 9 minutes d'intervalle, c'est-à-dire compte tenu de la vitesse ascensionnelle moyenne des ballons, une mesure simultanée, à une minute près du vecteur vent, à 2 niveaux distants verticalement de 2000 à 3000 mètres (1).

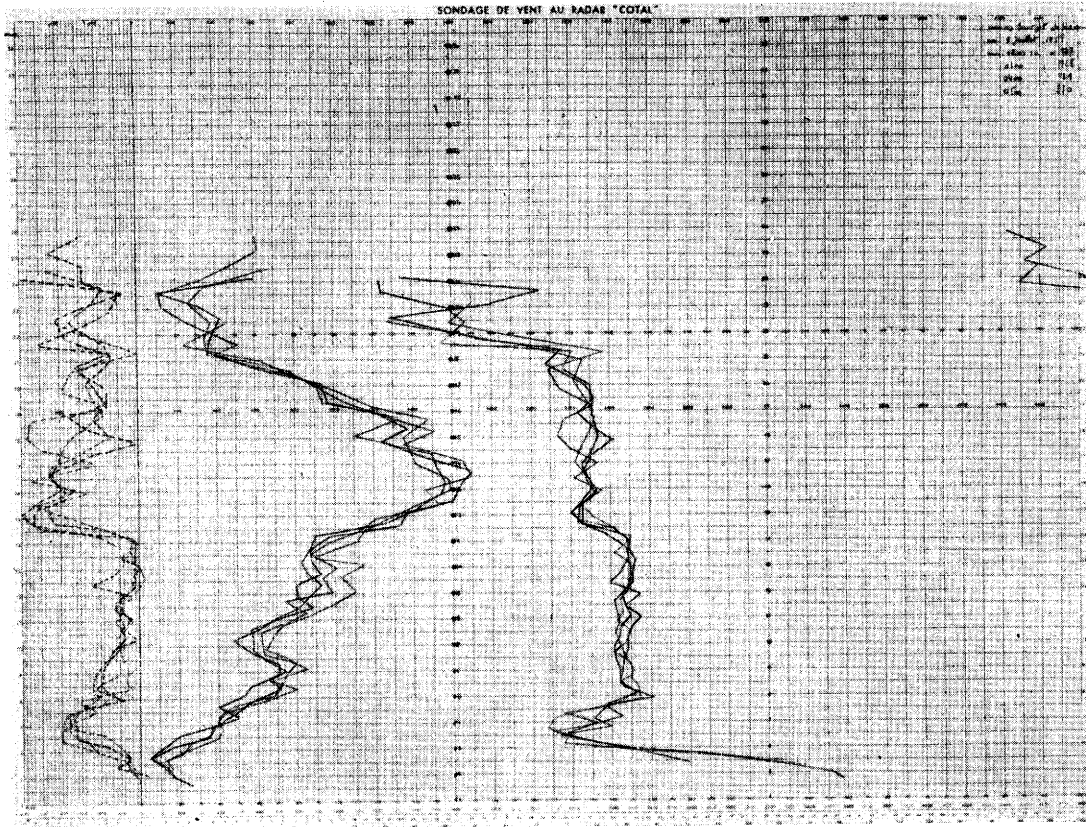


Fig. 2
 9 Juillet à 02.00 T. U. sondage n°927
 03.00 T. U. sondage n°928
 04.00 T. U. sondage n°929
 05.00 T. U. sondage n°930

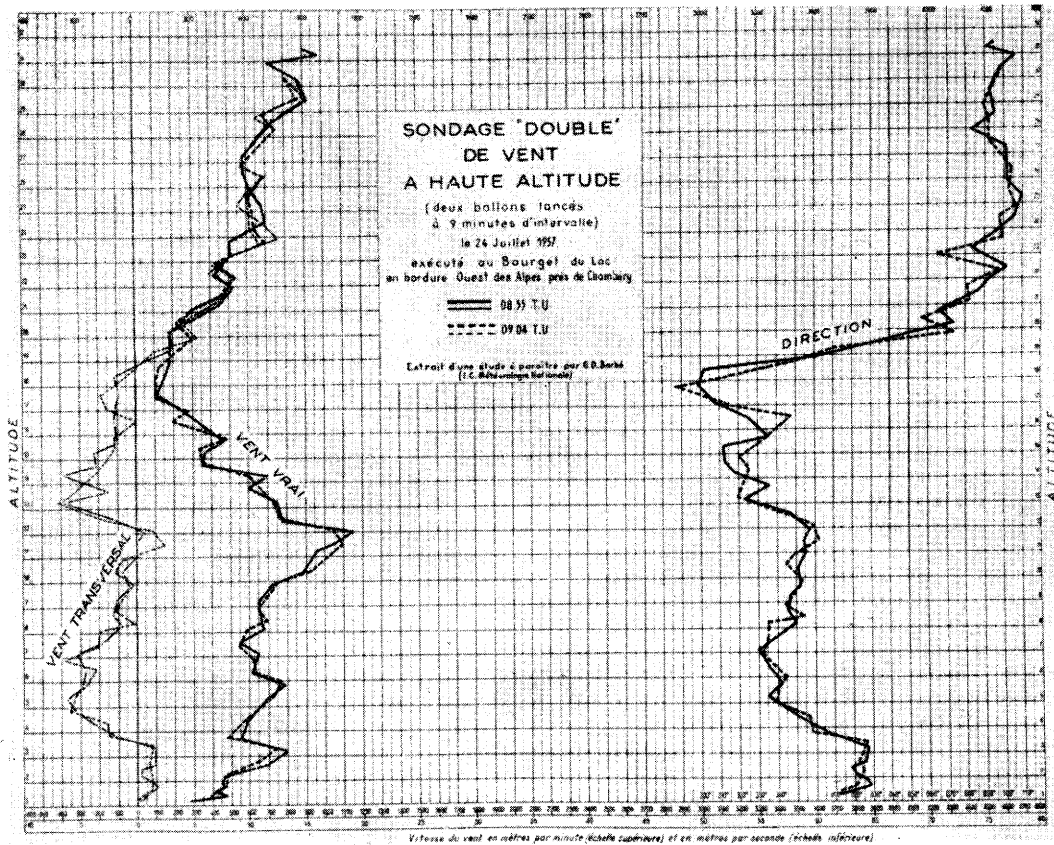


Fig. 3
 Superposition des sondages n°1033 et 1034 effectués le
 24 Juillet 1957 à 08.55 T. U. et 09.04 T. U.
 Situation à vent faible inférieur à 60 km/h. à tous
 niveaux jusqu'à 32 km, d'altitude.
 La direction est mesurée:

- à 5° près environ entre 0 et 13 km. d'altitude d'une part, et 24 et 30 km. d'autre part;
- à 10° près environ entre 13 et 24 km., même dans la couche de vents faibles inférieurs à 12 km/h entre 17 et 19 km. environ.

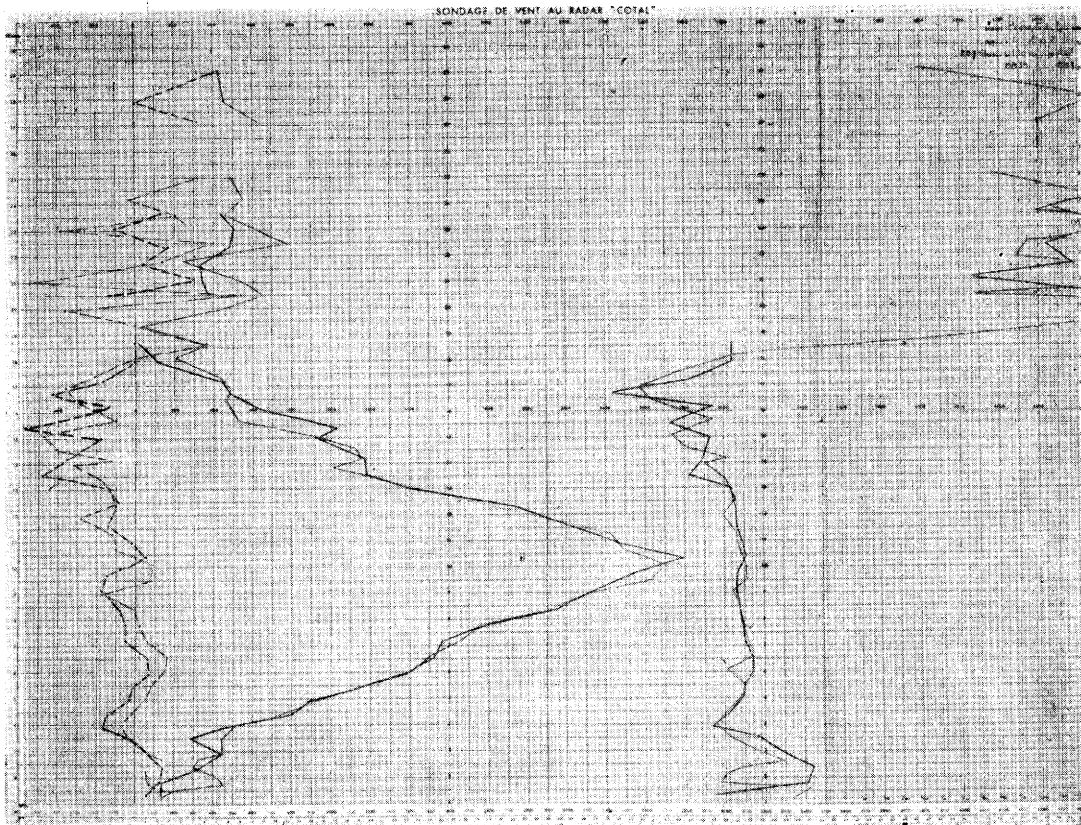


Fig. 4

Superposition des sondages n°1007 et 1008 effectués le 20 Juillet 1957 à 08.30 T. U. et 08.39 T. U.

Existence d'un courant "Jet" de Nord-Ouest.

La précision dans la mesure de la force du vent est du même ordre de grandeur que dans le cas précédent entre 0 et 15 km. d'altitude environ, sauf au voisinage du maximum du vent. Ceci tient au fait que ce maximum est très pointu et que les couches élémentaires, à l'intérieur desquelles est mesuré un vent moyen, sont relativement épaisses; elles correspondent à 2 minutes d'ascension du ballon, c'est-à-dire à 500 mètres environ de dénivellation.

Le procédé a l'avantage essentiel suivant, dont on ne peut surestimer l'intérêt pratique de permettre à la fois:

— la mesure du vecteur vent

— la mise en évidence — à chaque niveau du sondage — d'une borne pratique de l'erreur totale fournie de la mesure.

Données statistiques concernant la mesure du vent à haute altitude.

Sur les 60 sondages à haute altitude effectués, 38 ont atteint ou dépassé 30 km. d'altitude, 5 ont atteint une altitude supérieure à 33 km.

Au cours de la période considérée, correspondant à 23 journées de sondages à haute altitude (27 km. et plus):

— aucun vent de secteur Est n'est observé au-dessous de 19 km. d'altitude;

— le vent est toujours de secteur Est au-dessus de 22 km. d'altitude.

— Tableau 1 — Répartition de la direction du vent en fonction de l'altitude.

— Tableau 2 — Répartition de la vitesse du vent en fonction de l'altitude.

Remarques

1° — Tableau 1 pour chaque niveau et chaque direction sont indiqués:

a) dans chaque colonne, les chiffres indiquent des nombres élémentaires de journées successives où la direction a été observée à l'altitude indiquée.

b) entre parenthèses figure le total des observations d'une direction donnée du vent à l'altitude considérée.

2° — La direction variable (tableau 1) correspond à une vitesse du vent généralement inférieure à 5 m/sec. (18 km/h.).

3° — Tableaux 1 et 2: les écarts dans le nombre total des observations aux différents niveaux correspondent à des interruptions dans les mesures.

Bibliographie

- (1) Barbé, G. D.: Sur la mesure radioélectrique de la vitesse et de la direction du vent jusqu'à une altitude dépassant 30 km. C. R. Quad. Sci. **248**, 3266—3269 (1958) et J. sci. Météor. n° 38 Avril-Juin 1958

Tab. 1
Répartition de la direction du vent en fonction de l'altitude
LE BOURGET-DU-LAC — Juillet 1957 (23 sondages représentant 23 journées distinctes)

Alt. en km.	Variable	N 338°—22°	NE 23°—67°	E 68°—112°	SE 113°—159°	S 160°—202°	SW 203°—247°	W 248°—292°	NW 293°—337°	Total des cas
14		1	(1)				3	(3) 4.2.1.1.	(8) 2.1.1.6.	22
14,5		1.1.	(2)				4	(4) 2.8.1.	(11) 1.1.3.	22
15		1.1.	(2)				4.1.	(5) 1.7.1.1.	(10) 1.1.3.	22
15,5		1.1.	(2)				4.2.2.	(8) 1.2.1.1.1.	(6) 1.1.1.3.	22
16		1	(1)				4.2.2.	(8) 2.2.2.1.1.	(8) 5	22
16,5		1	(1)				(1) 2.2.2.1.	(7) 1.2.2.3.2.	(10) 3.1.	22
17		1	(1)				(1) 3.3.1.	(7) 1.2.2.2.1.	(8) 5.1.	23
17,5		1.1.1.	(2)				(3) 1.2.1.	(4) 1.3.3.1.1.	(9) 1.1.	21
18,5		(1) 1.1.	(1)				(6) 1.1.2.1.	(5) 1.1.1.1.1.	(5) 1.1.1.1.	22
19		(1) 1.1.	(2)				(4) 1.1.2.1.	(5) 1.1.1.	(6) 1.1.4.	23
19,5		(3) 4.1.	(5)				(5) 1.1.	(2) 1.1.1.	(3) 1	23
20		(5) 1	(1)				(7) 1.1.1.1.	(3) 1	(1)	23
20,5		(3) 1	(1)				(5) 1	(1)		23
21		(4)	(2)				(1) 2.2.1.	(3) 2.3.1.1.		23
21,5		(1)	(1)				(2) 2.2.1.	(6) 1		23
22		(1)	(1)				(6) 1	(1)		23
22,5		(1)	(1)				(1)	(1)		23
23							(1)	(1)		23
24							(1)	(1)		23
24,5							(1)	(1)		23
25							(1)	(1)		22
25,5							(1)	(1)		22
26							(2)	(2)		22
26,5							(2)	(2)		22
27							(2)	(2)		23
27,5							(1)	(1)		23
28							(1)	(1)		22
28,5							(1)	(1)		21
29							(1)	(1)		21
29,5							(1)	(1)		17
30							(1)	(1)		17
30,5							(1)	(1)		17
31							(2)	(2)		15
31,5							(1)	(1)		13
32							(1)	(1)		11
32,5							(1)	(1)		7
33							(1)	(1)		4
33,5							(1)	(1)		2
34							(1)	(1)		1

Tab. 2

Répartition de la Vitesse du vent en fonction de l'altitude
LE BOURGET-DU-LAC — Juillet 1957 (23 sondages représentant 23 journées distinctes)

Alt. en km.	0 à 5m/s	6 à 10m/s	11 à 15m/s	16 à 20m/s	21 à 25m/s	26 à 30m/s	Total des cas
14		1	4	9	4	4	22
14,5		1	6	10	4	1	22
15		3	9	6	3	1	22
15,5		8	5	5	4		22
16	2	6	9	3	2		22
16,5		16	5	2			23
17	7	10	5	1			23
17,5	7	8	6				21
18	7	11	4				22
18,5	14	7	2				23
19	16	7					23
19,5	17	6					23
20	14	8	1				23
20,5	13	9	1				23
21	9	13	1				23
21,5	7	16					23
22	7	16					23
22,5	6	15	2				23
23	6	14	3				23
23,5	3	15	5				23
24	2	14	7				23
24,5		13	9	1			23
25	1	7	15				23
25,5		5	15	2			22
26		5	15	2			22
26,5		10	11	1			22
27		8	12	2	1		23
27,5		5	16	2			23
28		2	18	2			22
28,5		3	12	5	1		21
29		3	12	5		1	21
29,5			12	5			17
30			12	5			17
30,5			13	4			17
31		1	9	4	1		15
31,5			4	8	1		13
32			3	8			11
32,5			2	4	1		7
33			1	2	1		4
33,5				1	1		2
34				1			1

6.6. Les ondes dues au relief dans les Basses Alpes françaises

par

Maurice Berenger

(avec 7 figures dans le texte)

Résumé

Les campagnes d'étude et de mesures effectuées à Saint Auban sur Durance ont permis de préciser, dans une certaine mesure, les conditions déterminantes pour la formation de mouvements ondulatoires sous le vent d'une chaîne montagneuse: Direction et vitesse du vent, stabilité de la masse d'air, importance du relief. Ces ondes quasi-stationnaires peuvent se faire sentir à haute altitude et s'étendre loin, en aval du relief qui les a engendrées.

Pendant 3 années consécutives des campagnes d'étude et de mesures des mouvements ondulatoires ont pu être menées à bien dans les Basses Alpes françaises grâce au concours de la Météorologie Nationale, du Service de la Formation Aéronautique et des Sports

Aériens et aussi, cette année, du Comité d'Action Scientifique de la Défense Nationale.

Quelques conclusions relatives à la 1ère campagne (Janvier 1956) vous ont été présentées par N. Gerbier et moi-même lors du IVème Congrès International de Météorologie Alpine (Chamonix Septembre 1956)*).

Depuis, deux nouvelles campagnes (Janvier - Février 1957 et 1958) nous ont permis de recueillir un nombre plus important d'observation et de mesures.

Ces campagnes eurent pour base le Centre National de Vol à Voile de St Auban sur Durance, particulièrement bien situé pour ces études (fig. 1). Au confluent

*) Voir "La Météorologie" 1958 p 273-278

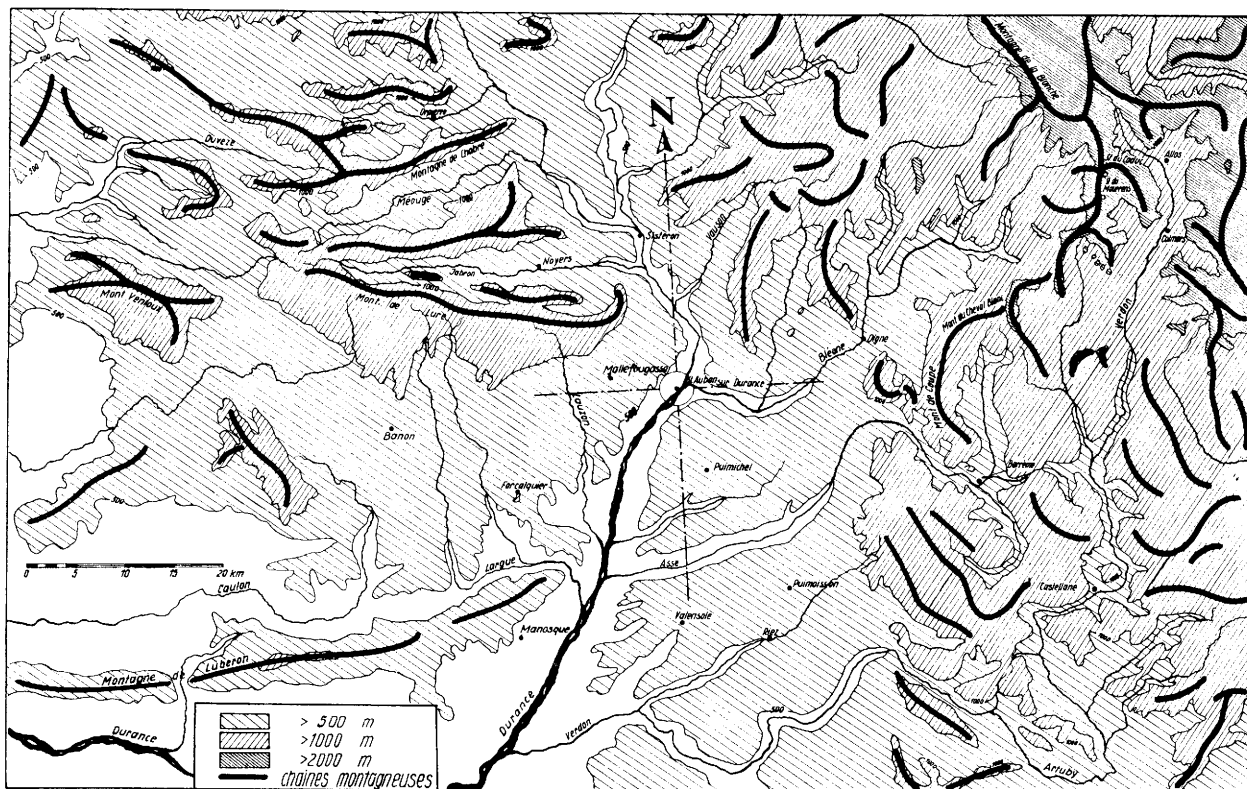


Fig. 1
Situation de St. Auban sur Durance

de la Durance et de la Bleone, le terrain de St Auban est entouré de massifs montagneux, d'orientations différentes, permettant d'étudier les mouvements ondulatoires par diverses situations météorologiques. Citons, en particulier: à 12 km dans le NW la Montagne de Lure (1.827 m) orientée W-E, le Cheval-Blanc (2.325 m) à 35 km dans l'ENE orienté N-S et à 70 km au NNW le versant N du col de Lus-La-Croix-Haute.

Indiquons brièvement les divers moyens mis en oeuvre au cours de ces campagnes.

Une Station de Radiosondage avec radiothéodolite fut installée à Mallefougasse, sur le versant Sud de la montagne de Lure. Un lancer par jour était effectué, deux les journées d'ondes.

Chaque matin un avion Morane 502, spécialement équipé, décollait de St Auban pour prospecter les 4.000 premiers mètres de l'atmosphère au voisinage de différents massifs choisis suivant la situation météorologique.

Deux ou trois planeurs, selon les campagnes, étaient à notre disposition (1 ou 2 Bréguet 901, monoplace et 1 Bréguet 904, biplace). Equipés pour les vols à haute altitude ils étaient, de plus, munis soit de météorographe, soit d'enregistreur A 20, permettant d'enregistrer, en fonction du temps, différents paramètres: altitude — pression, température extérieure, humidité, pour le météorographe et, de plus, pour l'A 20: vitesse du planeur et accélération normale et longitudinale. En moyenne, 150 heures de vol furent effectuées par campagne, sous la direction de J. Landi, Chef de la section d'expérimentation de St Auban.

Les journées d'ondes des ballons équilibrés étaient lancés. La trajectoire de ces ballons est quasi-horizontale en atmosphère calme, tandis qu'en présence de mouvements ondulatoires elle épouse sensiblement la forme des ondes. Munis d'une radiosonde et d'un réflecteur radar leur position dans l'espace était ainsi connue à chaque instant, l'altitude en était déterminée par radar et par altitude-pression, et des mesures de température et d'humidité étaient effectuées. Quinze à vingt ballons furent lancés par campagne, pour des altitudes d'équilibre variant entre 3.000 m et 11.000 m.

Un radar à poursuite automatique du type "cotal" était installé en bordure SE du terrain. Il suivait les ballons équilibrés, les ballons de radiosondage et des ballons libres lancés pour des mesures de vent rapprochées dans le temps.

Au cours de la 3ème campagne, nous avons pu aussi disposer d'observations à haute altitude, effectuées par avions à réaction.

De plus, de nombreuses photographies de nuages et des bobines de films Kodachrome 16 m/m furent prises, tant du sol que d'avion ou de planeur.

Si certains points méritent encore une étude plus approfondie, en particulier, les "rotors", ces tourbillons sous ondulatoires à axe horizontal et la turbulence à haute altitude, nous avons pu, à l'aide de ces divers moyens, préciser, par l'observation, les facteurs déterminants pour la formation et le développement des ondes. Ce sont deux facteurs variables: vent et masse d'air, et un facteur invariant: le relief. En effet, s'il semble bien évident que le relief soit indispensable pour la formation de ces ondes, certaines conditions météorologiques sont, elles aussi, nécessaires.

Le vent intervient par sa direction et par sa force:

- Il doit souffler perpendiculairement à la ligne de crêtes (à 30° près)
- Sa vitesse doit être suffisamment importante (≥ 10 à 12 m/sec).

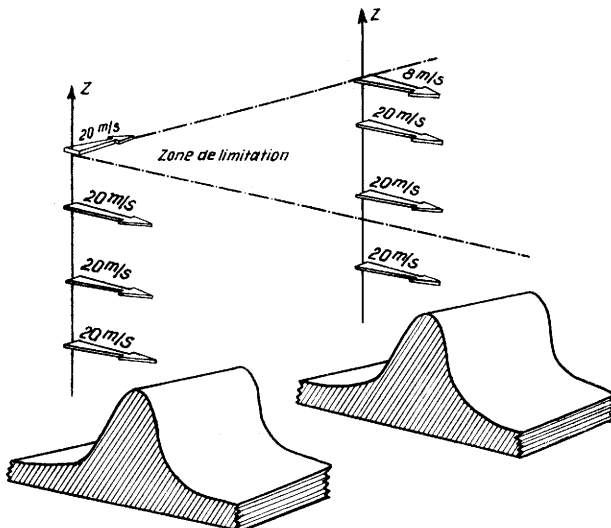


Fig. 2
Zone de limitation des mouvements ondulatoires

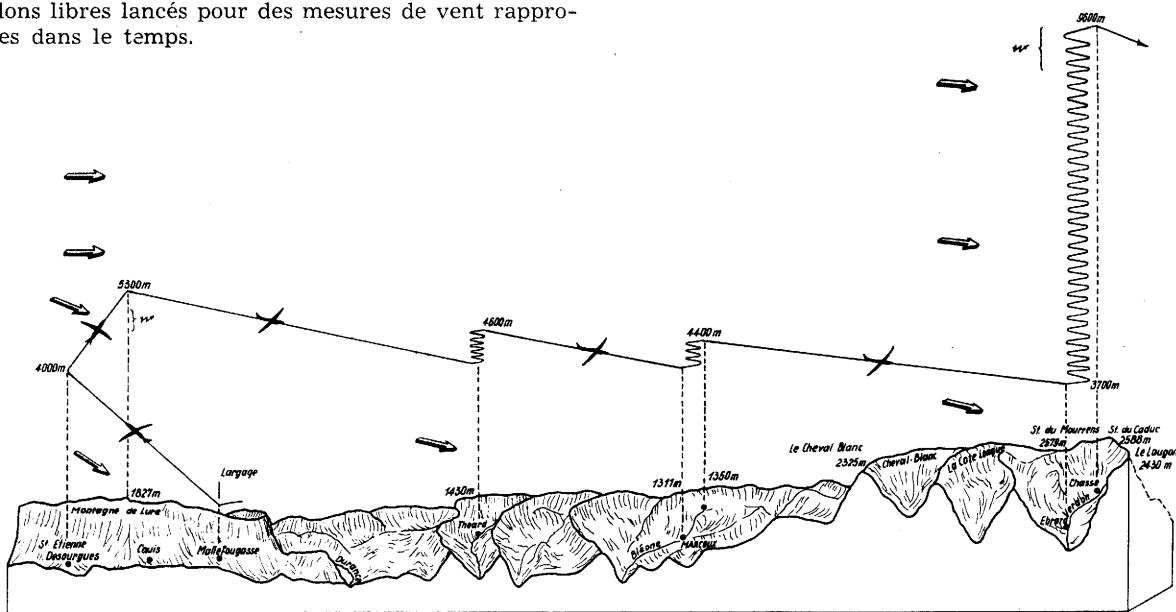


Fig. 3
Influence de la direction du vent par rapport à la chaîne montagneuse (D. Barbera vol du 6. 2. 58, 1ere partie)

Lorsque se produit, en altitude, une rotation du vent, ou une diminution de la vitesse, il y a une zone de limitation des mouvements ondulatoires (fig. 2). Un exemple remarquable nous en est donné par un vol effectué le 6 Février 1958 par D. Barbera (fig. 3). Le vent, orienté NW dans les basses couches, tourne à l'Ouest vers 5.500 m. Sous le vent de Lure, l'altitude maximum atteinte par le planeur est de 5.300 m. Mais le pilote rejoint, en utilisant d'ailleurs différentes crêtes, le Massif du Cheval-Blanc dont l'orientation

N—S est plus propice. Il atteint alors l'altitude de 9.600 mètres.

La masse d'air qui intéresse les basses couches de l'atmosphère, au voisinage de la ligne de crêtes, joue, elle aussi, un rôle important. Elle doit être stable (gradient vertical de température inférieur à 1° C par 100 m), sinon les ondes de ressaut ne peuvent se développer. Il faut alors attendre la nuit et la formation d'une inversion de température dans les basses couches (fig. 4).

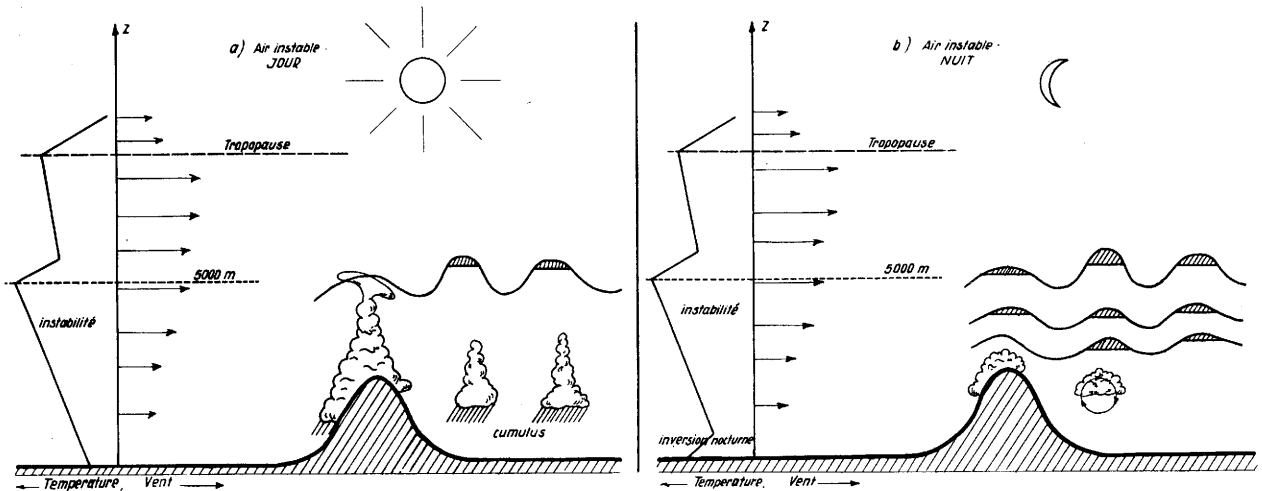


Fig. 4
Variation diurne des ondes pour l'air instable

Si la masse d'air est suffisamment humide (40% à 90% d'humidité relative) les nuages caractéristiques, quasi-stationnaires, viennent matérialiser les mouvements ondulatoires.

Le relief, facteur invariant, influe de diversens manières

— par sa longueur et sa hauteur d'influence. Un pic isolé, une colline ont, à conditions météorologiques égales, une influence bien moindre qu'une chaîne montagneuse importante (fig. 5).

— La courbure de la ligne de crête. Une ligne de crête à courbure concave a beaucoup plus d'influence qu'une courbure convexe (fig. 5).

De plus chaque massif montagneux ayant une influence propre, les phénomènes ondulatoires peuvent, dans le cas de plusieurs massifs successifs être profondément modifiés. Si leur longueur d'onde coïncide avec les distances séparant les lignes de crêtes ils sont alors amplifiés. Au contraire, si elle ne coïncide pas, ils peuvent être annulés (fig. 6).

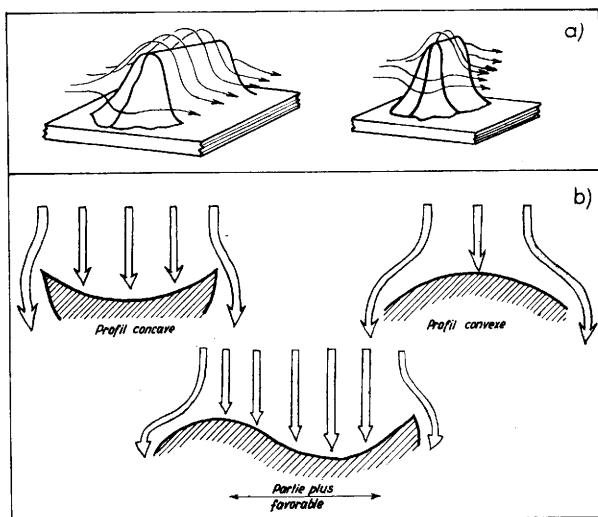


Fig. 5
Influence du relief
a) par son importance
b) par son profil

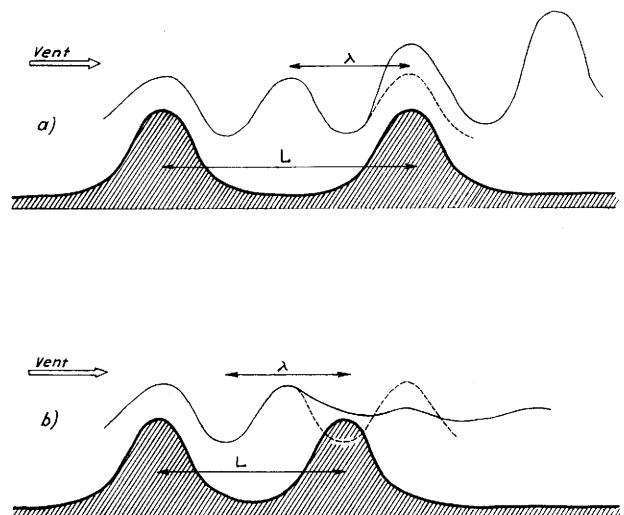


Fig. 6
Modification des ondes de ressaut par reliefs successifs
a) $L = n \cdot \lambda$ ($n = \text{nombre entier}$)
b) $L = n \cdot \frac{\lambda}{2}$

L'importance des mouvements ondulatoires est caractérisée par deux paramètres: la longueur d'onde et l'amplitude.

La longueur d'onde, indépendante du relief, est proportionnelle à la composante du vent perpendiculaire à la crête et est en relation indirecte avec la stabilité de l'air. Mais elle semble beaucoup plus sensible à la variation de vitesse du vent qu'à la variation de stabilité.

L'amplitude verticale de l'onde, au contraire, est en relation directe avec la stabilité de l'air et inversement proportionnelle à la vitesse du vent. Ainsi, l'amplitude maximum de l'onde se situe au voisinage de la couche où l'on trouve le maximum de stabilité de l'air (dans l'inversion si elle existe). Mais de plus, elle dépend de la largeur et de la hauteur de la montagne.

Selon les conditions qui les ont engendrées, les mouvements ondulatoires peuvent se faire sentir jusqu'à des altitudes élevées. C'est ainsi qu'au cours de la dernière campagne, en moins d'un mois, furent réalisés, en planeur 5 altitudes supérieures 9.000 mètres. Certains jours, même, des ballons équilibrés ont montré, au-dessus de 10.000 mètres des mouvements ondulatoires assez importants. Le 5 Février, par exemple, nous avons pu noter vers 10.500 mètres des ondes d'amplitude 400 mètres avec une longueur d'onde de 20 km.

D'autre part, les mouvements ondulatoires peuvent s'étendre loin en aval du relief qui les a engendrés. C'est ainsi que par situation de SW J. P. Weiss a effectué en planeur le 8 Février 1957 un vol Lus la

Croix-Haute Berne, soit près de 300 km et le 10 Février 1958 D. Barbera, par une situation semblable, a fait 400 km en vol libre, largué de Lus la Croix-Haute il s'est posé à Ellikon, près du Lac de Constance. Un dernier exemple, par situation de NW, l'année dernière, un ballon équilibré pour une altitude de 6.500 mètres a pu être suivi jusqu'à 125 km. en mer, au large de Theoule. L'évidence de mouvements ondulatoires y est encore nette: amplitude 600 m, longueur d'onde 45 km (fig. 7).

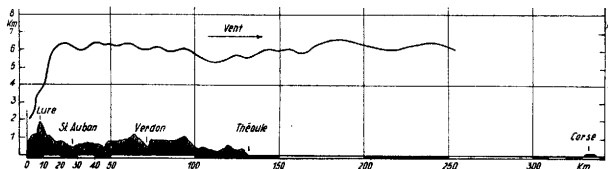


Fig. 7
Ballon équilibré de 10. 2. 58

Telles sont, rapidement exposées, les principales conclusions auxquelles nous avons abouti. Elles sont en bon accord avec les études théoriques et en particulier celles de R. S. Scorer. Il est bien évident que, pour l'aviation, les mouvements ondulatoires sont d'une grande importance lors du survol de pays montagneux, tant par les mouvements verticaux à grande échelle que par la turbulence des basses couches liée aux "rotors" et celle rencontrée à haute altitude, phénomènes dont vous parlera N. Gerbier.

6.7. Temperaturinversion im unteren Teil des Ljubljana-Beckens

von

Franc Bernot

(mit 4 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

Aus dem entgegengesetzten Verlauf von zwei Thermogramm-Kurven, die von benachbarten Stationen mit einem Höhenunterschied von 367 m stammen, wurden 4 charakteristische Temperaturkurventypen herausgefunden und besonders in Bezug auf den vertikalen Temperaturgradienten und seine Schwankungen bearbeitet. Dabei wurden die synoptische Lage und der Verlauf des Wetters berücksichtigt.

Auf Grund der Thermogramme zwischen dem 1. November 1951 und dem 30. April 1952 für die Stationen Ljubljana - Observatorium (Seehöhe 300 m) und Šmarna gora (Seehöhe 667 m), welche ca. 8 km voneinander

entfernt sind, wurden die Diagramme des Temperaturverlaufes ausgearbeitet.

Aus der gegenseitigen Lage der Kurven wurden vier charakteristische Typen herausgeschält und nach ihren Haupteigenschaften benannt, und zwar:

- 1) Typ der Inversion im dichten Nebel (Abb. 1a)
- 2) der sommerliche Inversionstyp (Abb. 1b)
- 3) der winterliche Inversionstyp (Abb. 1c)
- 4) der nichtinverse Typ (Abb. 1d).

Für alle Inversionstypen ist es charakteristisch, daß sie bei anticyklonalen Wettersituationen entstanden sind und sich weiter entwickelten. Nur der letzte, der sogenannte nichtinverse Typ, ist für cyclonale Perioden charakteristisch.

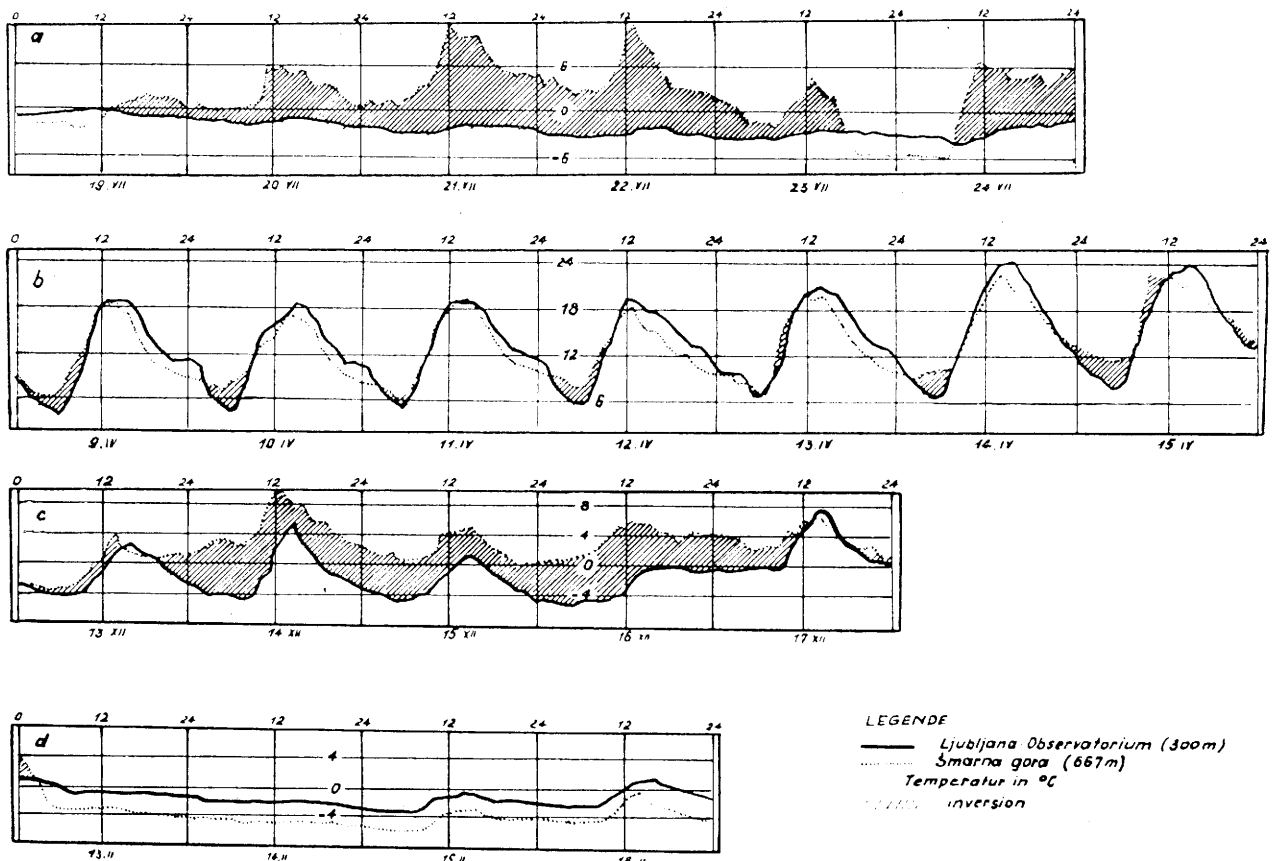


Abb. 1
Temperaturkurventypen

Der erste Typ, Typ der Inversion im dichten Nebel, tritt sehr selten auf. Im bearbeiteten Zeitraum wurde er nur einmal festgestellt, und zwar vom 19. bis zum 23. Dezember 1951. Für ihn ist es charakteristisch, daß während seiner Herrschaft der Boden des Beckens mit dichtem Nebel bedeckt ist, die das Becken umgebenden Erhöhungen aber schon nebelfrei sind. Eine solche Nebelverteilung spiegelt sich in der Verteilung der Temperatur bzw. im Verlauf der Temperaturkurven wieder: auf Šmarna gora eine „Sinuside“, im Becken eine leichtwellige Kurve, denn der Nebel fungierte in diesem Falle als ein thermischer Isolator, welcher in beträchtlichem Maße die Insolation wie auch die Radiation verhinderte.

Beim zweiten, bei dem sommerlichen Typ (9. — 15. April 1952), hat der Nebel nicht mitgewirkt. Die Temperaturkurven bei diesem Inversionstyp gleichen einer Sinusoide, nur sind die Extreme, welche im Becken mit Verspätung eintreten, ausgeprägter, so daß die Temperaturamplituden in Ljubljana täglich größer sind als jene auf Šmarna gora.

Dieser Inversionstyp unterscheidet sich von allen übrigen dadurch, daß die Inversionssituation nicht ununterbrochen durch mehrere Tage dauerte. Die einzelnen Temperaturinversionen dieses Types entstehen bei Nacht, zur Zeit der intensiven Radiation und enden am frühen Morgen, bald nachdem die Insolation zu überwiegen beginnt, worauf sich eine normale Temperaturverteilung einschaltet.

Beim dritten, das ist bei dem winterlichen Inversionstyp (13. — 17. Dezember 1951) wechselt die Dichte des Nebels im Laufe des Tages: in den Morgen-, Abend- und Nachtstunden ist sie größer als tagsüber, so daß in den Mittagsstunden den Sonnenstrahlen der Zutritt zur Erdoberfläche möglich ist.

Auch bei diesem Typ gleichen die Temperaturkurven einer Sinusoide, doch dauern die umgekehrten Temperaturverhältnisse durch mehrere Tage ununterbrochen. Auch bei diesem Inversionstyp treten die Temperaturextreme im Becken mit Verspätung ein. Die Amplitude der Tagestemperaturextreme ist im Becken, bei diesem Inversionstyp, in den meisten Fällen aus verständlichen Gründen kleiner als auf Šmarna gora.

Dieser Typ der Temperaturschwankungen zeigt sehr anschaulich, wie die Schwankungen der Dichte des Nebels auf die Temperaturverhältnisse einwirkt.

Beim winterlichen Typ der Temperaturumkehr wurden einige Male schwache, meist nördliche Winde (bis

Windstärke 2 nach Beaufort = 1,6 — 3,3 m/sec) beobachtet.

Diese schwachen Winde in einer Inversion mit typischen Radiationsnebel werden als Folge lokaler barischer Gradienten erklärt, welche wegen der starken Radiation an der oberen Fläche des Nebels entsteht und zur Abkühlung der obersten Nebelschichte führt, worauf sie sich nach dem Erlangen des kritischen Abkühlungsgrades zum Erdboden niederläßt, wo sie die relativ wärmere Luft verdrängt, wodurch ein zwar schwacher, doch vernehmbarer Luftstrom entsteht.

In der Literatur findet man verschiedene Angaben über die Windgeschwindigkeit in Temperaturinversionen. Am Genfer See in der Schweiz wurden im Dezember 1951 zur Zeit einer Temperaturinversion mit Radiationsnebel Winde mit einer Geschwindigkeit bis 3,4 m/sec gemessen.

Im März 1952 wurden in Ljubljana, knapp vor dem Ende der Inversionssituation, Winde mit einer Stärke bis 5 nach Beaufort (= 8.0 — 10.7 m/sec) beobachtet. Das Entstehen dieser Winde kann nicht mit lokalen thermischen und dadurch verursachten barischen Gradienten erklärt werden. In diesem Falle muß die Ursache für die Entstehung des Windes in einer Temperaturinversion in der Advection gesucht werden. Advectionsinversionen im gut entwickelten Relief sind sehr selten, denn die Turbulenz, welche an den orographischen Hindernissen entsteht, verwischt die Temperaturdifferenzen.

Aus der Literatur sind einige Beispiele advectiver Temperaturinversionen bei Lindenberg bekannt, bei welchen eine maximale Windgeschwindigkeit bis 16 m/sec gemessen wurde.

Für den nichtinversen Typus ist die normale Temperaturverteilung mit der Höhe bezeichnend, welche die Folge eines mehrtägigen, ununterbrochenen zyklonalen Schneefalles ist. Im Zeitraum (13. — 16. Februar 1952), als sich dieser Typus behauptete, schneite es 54 Stunden ununterbrochen. Die Höhe der Schneedecke erreichte am Observatorium 146 cm, auf Šmarna gora 126 cm.

Die aus diesem Zeitintervall stammenden Temperaturkurven verlaufen mehr oder weniger parallel. Der tägliche Gang der Temperatur zur Zeit des Schneefalles (13., 14. und 15. Februar 1952) ist nicht markant, denn die Lufttemperatur ist die ganze Zeit zwar langsam, doch ständig gesunken. Kurz bevor die Niederschläge aufhören, wird wieder ein normaler Gang der täglichen Temperatur beobachtet.

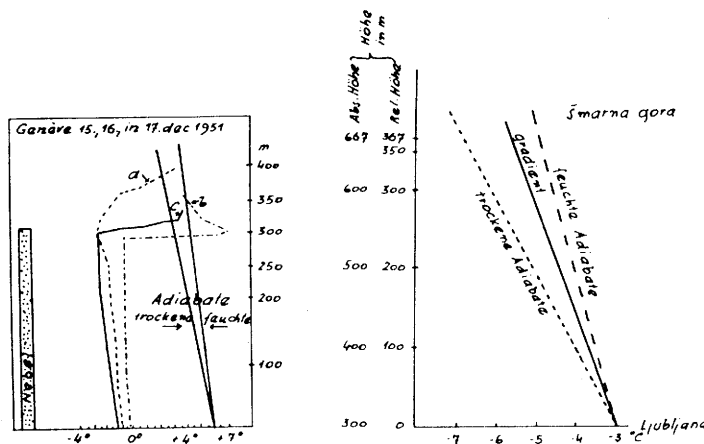


Abb. 2
Der vertikale Temperaturgradient am 23. XII. 1951 um 20 h.
a - - - - - 15. XII. 1951 um 16 h 39'
b - - - - - 16. XII. 1951 um 14 h 33'
c - - - - - 17. XII. 1951 um 18 h 55'
Aus: Geofis. pura e appli. 34, 236 (1956)

Meine primäre Absicht war es, den vertikalen Temperaturgradienten bei allen erwähnten Typen zu besprechen. Doch aus objektiven Gründen mußte ich diese Absicht aufgeben, denn es fehlten die Angaben über die Höhe der Nebelschicht, über die Temperatur über dem Nebelmeer und in der Nebelschicht. Deshalb wurden nur jene Fälle (Beispiele) bearbeitet, als beide Stationen gleiche Wetterbedingungen hatten (beide Nebel, beide Niederschläge usw.).

Nach den Feststellungen anderer Autoren verläuft der vertikale Gradient der Temperatur im Nebel nahe der feuchten Adiabate, während man Isothermie selten antrifft (Abb. 2). Von 18^h des 23. bis 7^h des 24. Dez. 1951 waren beide Stationen im Nebel. Der negative vertikale Temperaturgradient variierte zur Zeit um 0,7° C/100 m. Er lag also zwischen den Gradienten der trockenen und feuchten Adiabate, doch etwas näher der letzteren. Dabei wird angenommen, daß die Temperatur linear verläuft, was durchaus nicht sicher ist.

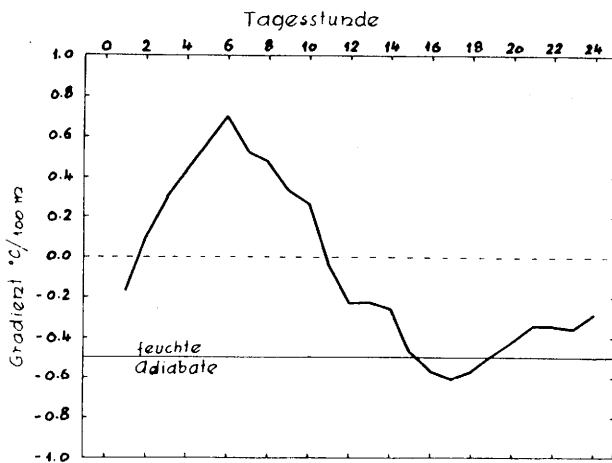


Abb. 3
Die Schwankung des mittleren stündlichen vertikalen Temperaturgradienten (9. — 15. April 1952)

Abbildung 3 stellt das Abwechseln des mittleren Wertes des vertikalen Temperaturgradienten beim sommerlichen Inversionstyp im Zeitraum zwischen dem 9. und 15. April 1952 dar. Der extreme Wert des positiven vertikalen Temperaturgradienten tritt in den frühen Morgenstunden auf und erreicht um 6^h seinen Höhepunkt, worauf er sich verkleinert, wechselt zwischen 10 und 11^h sein Vorzeichen und erreicht um 17^h das entgegengesetzte Extrem, welchem ein Rückgang über ein sekundäres Aufsteigen um 23^h folgt. Aus dem Verlauf der Kurven und der Abwechslung des vertikalen Temperaturgradienten entnimmt man, daß die Inversionen dieses Types zwischen 1 und 2^h entstanden und sich zwischen 10 und 11^h auflösten.

Das Wechseln der Größe und des Vorzeichens des vertikalen Temperaturgradienten steht in Zusammenhang mit der Sonnenscheindauer. Zur Zeit der überwiegenden Radiation vergrößert sich der positive vertikale Temperaturgradient, nach dem Sonnenaufgang beginnt er sich — wegen der immer stärkeren Insolation — zu verkleinern, bis er noch vor der Sonnenkulmination sein Vorzeichen wechselt. Damit geht der Inversetemperaturzustand in den normalen über.

Beim nichtinversen, das ist beim normalen Typ der vertikalen Temperaturverteilung schwankt der vertikale Gradient der Temperatur hauptsächlich von 0,60° C/100 m bis 0,75° C/100 m. Mit anderen Worten: auf Šmarna gora war es durchschnittlich um 2,2 bis 2,7° C kälter als in Ljubljana (Abb. 4). Der negative vertikale Temperaturgradient war größer als der Gradient der feuchten und kleiner als der der trocke-

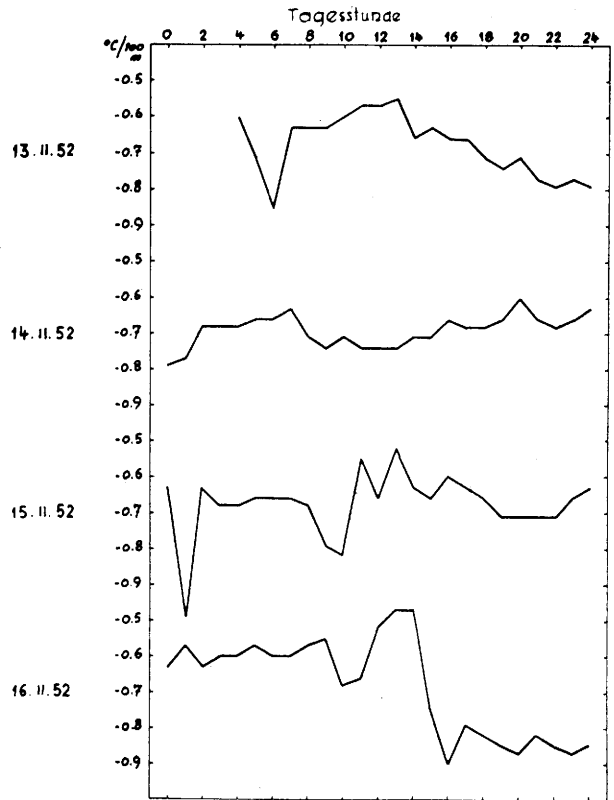


Abb. 4
Die Schwankungen des vertikalen Temperaturgradienten im nichtinversen Typ (13. — 16. Februar 1952)

nen Adiabate, doch lag er in den meisten Fällen näher der ersten. Am 16. Februar 1952 zwischen 13 und 14^h betrug er 0,47° C/100 m, damit lag er sogar unter dem Wert der feuchten Adiabate.

Was die Schwankung der Größe des vertikalen Temperaturgradienten im Laufe der Tage betrifft, kann nur festgestellt werden, daß die Schwankungen am Vormittage größer sind als jene am Nachmittage.

Literatur

- (1) Furlan, D.: Nova pota klimatologije. Letno poročilo meteorološke službe LRS za leto 1955, Ljubljana
- (2) Furlan, D.: Megla v Ljubljani. Letno poročilo meteorološke službe LRS za leto 1955, Ljubljana
- (3) Vujević, P.: Meteorološka statistika. Beograd 1956
- (4) Urfer, A.: Sur les changements du gradient vertical de température dans le brouillard de rayonnement. Geofis. pura e appl. **34**, 231—245 (1956)
- (5) Furlan, D.: Snežne padavine v Sloveniji 11. — 15. feb. 1952. Geogr. Zbornik **3**, 221—251 (1955)
- (6) Frankenberger, E.: Über vertikale Temperatur-, Feuchte- und Windgradienten in den untersten 7 Dekametern der Atmosphäre, den Vertikalaustausch und den Wärmehaushalt an Wiesenboden bei Quickborn/Holstein 1953/1954. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 20 (1955)
- (7) Herath, F.: Inversionsstudie. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 9 (1949)
- (8) Reya, O.: Deset let meteorološkega opazovanja na Šmarni gori. Kronika slovenskih mest — leto IV. št. 3 — Ljubljana 1937
- (9) Šifrirana meteorološka poročila. Ljubljana 1957
- (10) Melik, A.: Slovenija - I/I - Ljubljana 1935
- (11) Paschinger, R.: Landeskunde von Kärnten. Klagenfurt-Celovec 1949

6.8. Masses d'air et types de temps dans le Couloir Rhodanien

par

Guy Blanchet

(avec 7 figures dans le texte)

Résumé

Etude de climatologie dynamique de Couloir Rhodanien. Importance des masses d'air maritimes par rapport aux masses d'air continentales (59% de l'année contre 41%). Régimes perturbés sensiblement plus fréquents que les régimes anticycloniques (68% de l'année contre 32%). Rôle capital des régimes de SW qui déversent 35—40% des précipitations annuelles dans le Nord du Couloir, près de 50% à Lyon et 60 à 70% dans les bassins du Rhône moyen, les Cévennes et les Préalpes du Sud.

Zusammenfassung

Eine Studie über die dynamische Klimatologie des Rhone-Tales. Die Bedeutung der maritimen Luftmassen im Verhältnis zu den kontinentalen (59% im Jahre gegenüber 41%). Störungen sind weitaus häufiger als Hochdruckgebiete (68% im Jahre gegenüber 32%). Die Südwest-Strömung ist vorherrschend, der dabei auftretende Niederschlag beträgt im oberen Tale 35 bis 40%, in Lyon fast 50% und im mittleren Rhone-Tal, in den Cevennen und in den südlichen Voralpen 60 bis 70% im Jahr.

Abstract

A study on dynamic climatology of the Rhone valley. The importance of the maritime air masses (59% of the year as against 41%). Disturbances are by far more frequent than anticyclones (68% of the year as against 32%). The south-western movement plays an essential rôle which causes yearly precipitations of 35—40% in the upper valley, nearly 50% in Lyons and 60 to 70% in the middle valley, the Cévennes and the southern Lower Alps.

L'étude de climatologie dynamique du Couloir Rhodanien que nous avons entreprise porte sur la décennie 1947—56. Chacune des 3.653 journées de cette période a été étudiée et classée dans une masse d'air et dans un type de temps déterminés, classification qui a permis l'établissement de statistiques.

Après avoir examiné les diverses masses d'air susceptibles d'affecter la région rhodanienne, nous nous attacherons à l'étude des types de temps*).

*) Cet article est le résumé d'un mémoire de Diplôme d'Etudes Supérieures présenté à la Faculté des Lettres de Lyon en 1957: "Les Types de Temps et leurs incidences climatiques dans le Couloir Rhodanien" (2 volumes dont un Atlas).

Les masses d'air

Les masses d'air qui intéressent le Couloir Rhodanien sont généralement originaires de régions éloignées; elles transportent en quelque sorte le climat de leurs lieux d'origine. Selon la latitude, on distingue les masses d'air Arctique, Polaire et Tropical; chacune d'entre elles comprend les variétés continentale et maritime; en outre, il existe un Air Méditerranéen.

L'Air Arctique

Le variété maritime, froide et humide, est observée 16 jours par an (soit 4,4% de l'année); en 10 ans, ses fréquences extrêmes ont été de 6 et 24 jours. Cette masse d'air est pratiquement inconnue en été; elle s'observe surtout de Novembre à Avril, avec fréquence maximum en ce dernier mois (2,7 jours en moyenne).

La variété continentale, froide et sèche, est plus rare: 6,8 jours par an (1,9%). Totalement inconnue en été, on la voit surtout en Janvier et Février; durant le rigoureux mois de Février 1956, l'Air Arctique continental a persisté pendant 27 jours.

L'Air Polaire

Il est originaire des latitudes tempérées.

L'Air Polaire maritime ou Atlantique est, grâce au courant zonal, la masse d'air la plus observée: 186 jours par an en moyenne (51% de l'année); en 10 ans, ses fréquences extrêmes ont été de 155 et 221 jours. Les fréquences mensuelles moyennes sont les suivantes (en jours):

Déc.	: 15,8	Mars	: 13,3	Juin	: 19,1	Sept.	: 17,4
Janv.	: 15,1	Avril	: 14,0	Juil.	: 15,1	Oct.	: 14,3
Fév.	: 12,4	Mai	: 16,6	Août	: 17,0	Nov.	: 16,0

On note, après le maximum de Juin, une baisse sensible au mois de Juillet.

L'Air Polaire continental, venu du continent, est chaud en été, froid en hiver. Il se rencontre 142,5 jours en année moyenne (39%); mais sa fréquence a oscillé en 10 ans entre 113 et 175 jours.

Les fréquences mensuelles moyennes sont les suivantes:

Déc.	: 11,4	Mars	: 14,1	Juin	: 9,8	Sept.	: 11,0
Janv.	: 12,2	Avril	: 11,9	Juil.	: 13,6	Oct.	: 13,8
Fév.	: 9,2	Mai	: 11,3	Août	: 13,3	Nov.	: 10,9

L'Air Tropical

L'Air Tropical maritime, originaire de la région des Açores, est chaud et humide; il se rencontre 8 jours

en année moyenne (2,1%) avec des fréquences extrêmes de 2 et 13 jours. Dans le courant de l'année, sa saison de prédilection est l'automne — notamment Septembre —; il est rare au contraire au printemps — minimum en Mai —.

L'Air Tropical continental ou Saharien est rare: en 10 ans, on ne l'a observé au total que 4,5 jours au sol.

L'Air Méditerranéen

Il intéresse notre région 5,7 jours par an (1,5%), avec des extrêmes annuels de 2 et 11 jours. Rare en hiver, on l'observe surtout en Mai et en Juillet.

De nombreuses masses d'air sont susceptibles d'être observées dans la région rhodanienne, mais deux d'entre elles jouent un rôle essentiel: l'air Polaire maritime et l'air Polaire continental; à elles deux, ces masses d'air sont présentes en moyenne 9 jours sur 10.

Au total, les masses d'air maritime sont observées 215,5 jours par an (59% de l'année) et les masses d'air continental 149,8 jours (41%).

Les types de temps

On distingue deux catégories de types de temps: les types de temps anticycloniques et les types de temps perturbés.

Les types anticycloniques

Ils sont régis par une aire de hautes pressions; selon la position de celle-ci, le type est indigène (cas de l'anticyclone centré sur la France) ou advectif (cas de bordure d'anticyclone). Selon la masse d'air constitutive de l'anticyclone, le type est continental ou maritime. On aboutit ainsi à la classification suivante des types anticycloniques (Cf. les figures 1 à 6).

Continentaux	}	Indigène Advectif de NE Advectif d'E Advectif de SE
Oceaniques	}	Indigène Advectif de NW Advectif de SW

1. Les Types Continentaux

a) Indigène: L'anticyclone est centré sur la France. Le temps est beau, ensoleillé et assez chaud en été; en hiver, il est brumeux et assez froid dans les vallées,

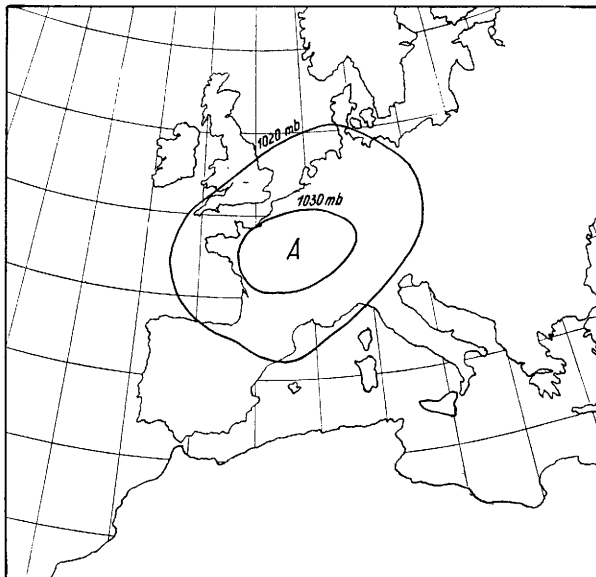


Fig. 1
Type anticyclonique indigène

ensoleillé et relativement doux en montagne. Les vents soufflent faiblement du Nord.

Fréquence annuelle moyenne (d'après 10 ans) : 34,6 jours (9,5%)

Fréquence annuelle minimale : 15 jours
Fréquence annuelle maximale : 54 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours):

Déc. : 2,6 Mars : 3,4 Juin : 3,1 Sept. : 3,1
Janv. : 1,9 Avril : 2,7 Juil. : 3,6 Oct. : 3,0
Fév. : 2,0 Mai : 2,3 Août : 3,4 Nov. : 3,5

Ce type succède en général au type océanique indigène, à la suite de la "continentalisation" de la masse d'air.

b) Advectif de NE: L'anticyclone est en général centré en mer du Nord ou sur la Scandinavie. Le temps est sec, dégagé, modérément chaud en été, mais froid

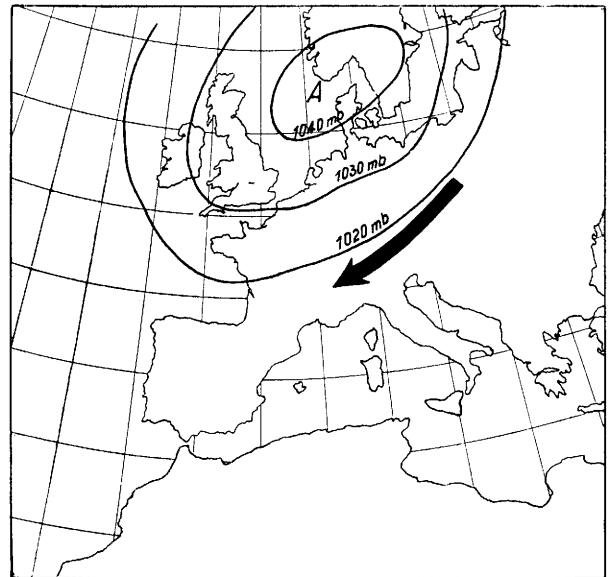


Fig. 2
Type anticyclonique advectif de NE

ou même très froid en hiver; le vent souffle en rafales (la bise).

Fréquence annuelle moyenne : 15,6 jours (4,3%)
Fréquence annuelle minimale : 5 jours
Fréquence annuelle maximale : 24 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours):

Déc. : 0,6 Mars : 1,5 Juin : 1,1 Sept. : 0,3
Janv. : 1,7 Avril : 1,2 Juil. : 1,3 Oct. : 0,5
Fév. : 2,0 Mai : 2,0 Août : 2,1 Nov. : 1,3

Ce type cède souvent sa place à un marais barométrique en saison chaude.

c) Advectif d'E: L'anticyclone est centré sur l'Europe Centrale ou Orientale. L'aspect du temps est voisin de celui du type précédent: ciel dégagé, air très sec, températures élevées en été et basses en hiver, avec de fortes amplitudes diurnes.

Fréquence annuelle moyenne : 19,8 jours (5,4%)
Fréquence annuelle minimale : 10 jours
Fréquence annuelle maximale : 29 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours):

Déc. : 1,4 Mars : 3,1 Juin : 0,9 Sept. : 0,5
Janv. : 2,3 Avril : 1,6 Juil. : 1,5 Oct. : 3,5
Fév. : 2,1 Mai : 0,5 Août : 0,8 Nov. : 1,6

En général, ce type de temps succède au type indi-

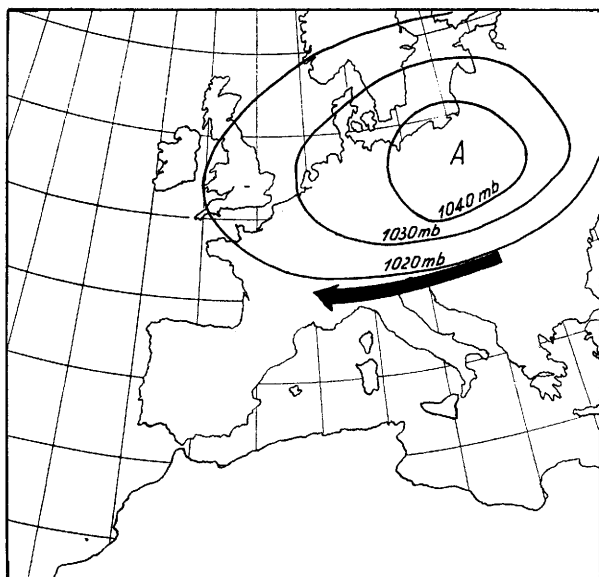


Fig. 3
Type anticyclonique advectif d'E

gène continental ou au type anticyclonique de NE; il est plus durable que le type de NE et peut persister jusqu'à 5 jours consécutifs, voire 8 jours.

d) Advectif de SE: Le centre anticyclonique est situé sur l'Europe du SE ou en Méditerranée Centrale. Sur nos régions, le ciel est dégagé, l'air sec; les tempé-

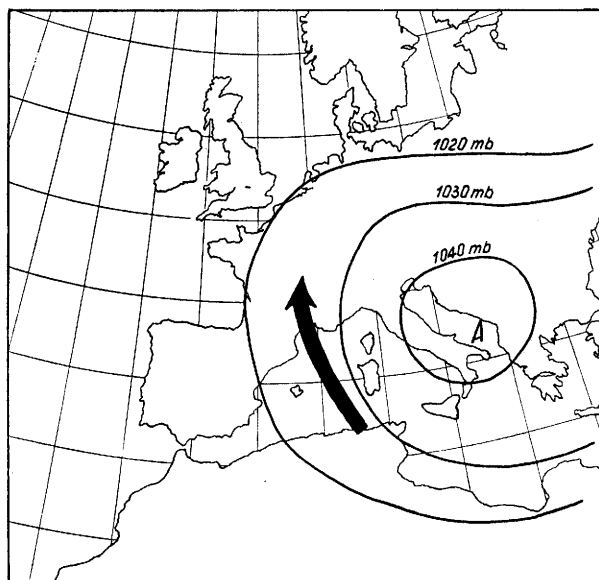


Fig. 4
Type anticyclonique advectif de SE

tures très élevées en été (supérieures à 30°), sont relativement douces en hiver en particulier dans la vallée du Rhône. Le vent souffle du S; il est modéré, mais parfois violent dans la région lyonnaise ("vent du midi").

Fréquence annuelle moyenne : 13,6 jours (3,7%)
Fréquence annuelle minimale : 6 jours
Fréquence annuelle maximale : 28 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours):

Déc. : 1,3	Mars : 1,2	Juin : 0,8	Sept. : 2,9
Janv. : 0,4	Avril : 1,0	Juil. : 0,6	Oct. : 2,2
Fév. : 0,7	Mai : 1,0	Août : 1,0	Nov. : 0,5

(On notera l'importance de ce type au début de l'automne).

La durée de ce type de temps est courte (1 jour dans 54% des cas en hiver et 62% en été; il dérive le plus souvent du type continental indigène.

2. Les Types Océaniques

a) Indigène: Comme dans le type indigène continental, l'anticyclone est centré sur la France, mais cette fois la masse d'air est maritime. Le ciel est plus ou moins nuageux par cumulus et stratocumulus, notamment sur le Jura et le Nord des Alpes, plus dégagé dans le Couloir Rhodanien et les Alpes du Sud; les vents du Nord se font quelque peu sentir, surtout au Sud de Lyon; les températures sont mesurées, inférieures aux normales en été et supérieures en hiver.

Fréquence annuelle moyenne : 19,9 jours (5,45%)
Fréquence annuelle minimale : 10 jours
Fréquence annuelle maximale : 26 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours):

Déc. : 1,6	Mars : 0,8	Juin : 1,8	Sept. : 2,7
Janv. : 2,0	Avril : 1,1	Juil. : 2,4	Oct. : 2,5
Fév. : 0,9	Mai : 0,7	Août : 1,8	Nov. : 1,6

La durée de ce type est très courte (1 jour dans 76% des cas en hiver, 96% au printemps, 89% en été et 70% en automne); né à la suite d'un régime perturbé de NW ou d'W ou du type anticyclonique de NW, il évolue rapidement en type indigène continental.

b) Advectif de NW: La France est alors située sur la face orientale d'un anticyclone centré sur l'Atlantique oriental (flux de NW) ou sur les Iles Britanniques (flux de Nord).

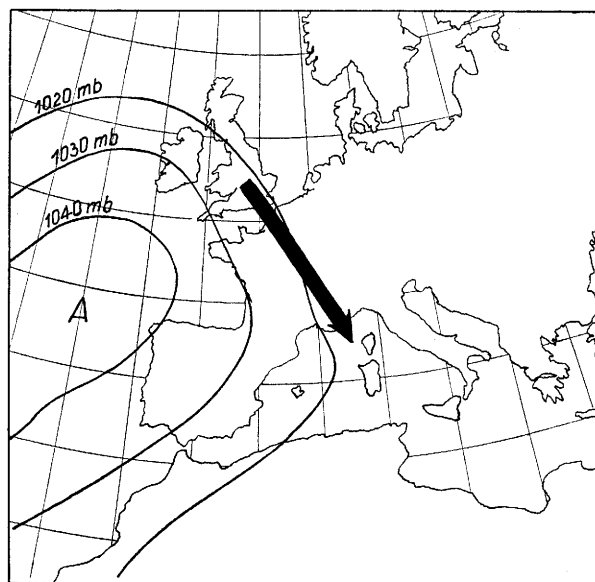


Fig. 5
Type anticyclonique advectif de NW

Le ciel est nuageux à très nuageux par gros cumulus sur le Jura et les Alpes du Nord, assez dégagé dans la Vallée du Rhône où souffle un assez violent vent du Nord; les températures sont fraîches en été, tempérées en hiver.

Fréquence annuelle moyenne : 13,1 jours (3,6%)
Fréquence annuelle minimale : 9 jours
Fréquence annuelle maximale : 27 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours):

Déc. : 0,4	Mars : 0,5	Juin : 1,5	Sept. : 1,7
Janv. : 0,4	Avril : 1,5	Juil. : 2,6	Oct. : 1,1
Fév. : 0,1	Mai : 0,9	Août : 1,4	Nov. : 1,0

Il convient de remarquer l'importance relative de ce type en été, qui coïncide avec la "remontée" estivale de l'anticyclone des Açores.

c) Advectif de SW: C'est un type rare, observé seulement en automne et en hiver. Un anticyclone s'étend des Açores à l'Europe du SE, tandis que les

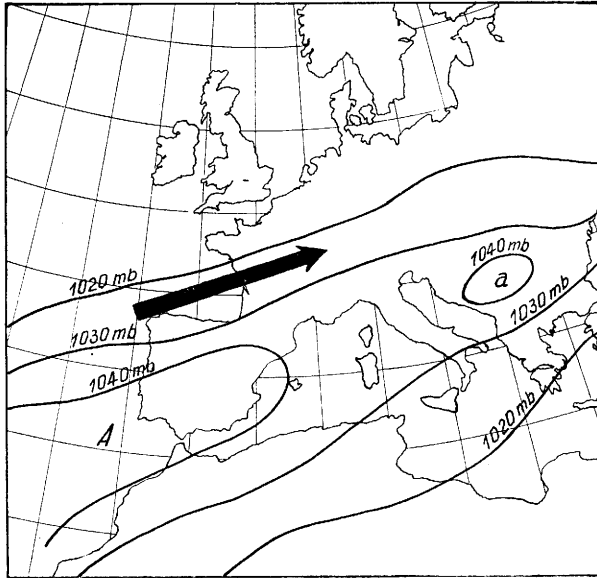


Fig. 6
Type anticyclonique advectif de SW

perturbations atlantiques circulent à des latitudes élevées.

Fréquence annuelle moyenne : 2 jours (0,55%)
Fréquence annuelle minimale : 0 jours
Fréquence annuelle maximale : 4 jours

Les Types perturbés

Ces types de temps sont généralement liés au passage de courants de perturbations dont les trajectoires

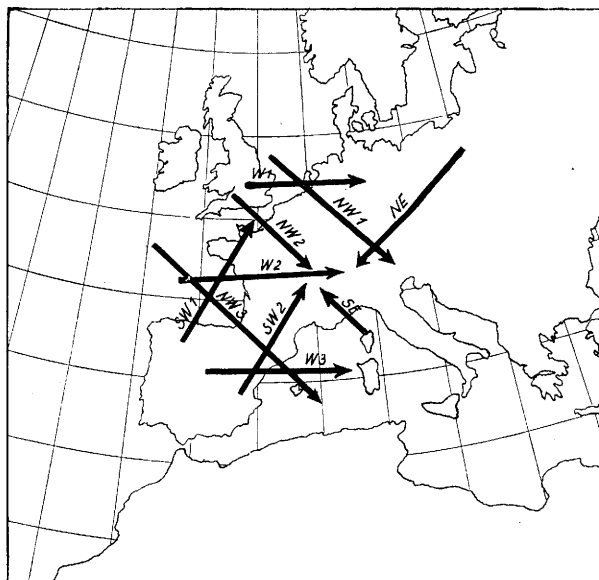


Fig. 7
Courants de perturbations

sont variées; nous les avons schématisées sur une carte (figure 7).

1. Les Types d'Ouest.

On peut en distinguer trois groupes:

- le Type W 1:
courant perturbé à la latitude de l'Angleterre,
- le Type W 2:
courant perturbé à la latitude de la France,
- le Type W 3:
courant perturbé en Méditerranée.

a) Le Type W 1: Les nuages se localisent sur la moitié Nord de la région, ainsi que les précipitations qui sont relativement peu importantes; des quantités notables ne sont recueillies que dans le Jura et le Nord des Alpes savoyardes. Les températures sont peu contrastées, assez douces en hiver, un peu fraîches en été.

Fréquence annuelle moyenne : 29,6 jours (8,1%)
Fréquence annuelle minimale : 15 jours
Fréquence annuelle maximale : 45 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours):

Déc. : 3,7	Mars : 2,9	Juin : 2,4	Sept. : 3,4
Janv. : 2,2	Avril : 2,9	Juil. : 3,9	Oct. : 1,4
Févr. : 2,2	Mai : 0,5	Août : 2,4	Nov. : 1,7

Quantité d'eau annuelle moyenne recueillie à Lyon lors de ce Type (moyenne 1947—56): 12,3 m/m. (1,5% des pluies annuelles).

Ce Type dérive souvent du Type W 2 ou des Types anticycloniques indigènes.

b) Le Type W 2: C'est le plein régime d'W, le corps des perturbations traversant la France et les Alpes d'W en E. Le temps est alors médiocre, encore qu'assez varié selon les phases des perturbations (Tête, Secteur chaud ou Traîne).

La pluie tombe avec abondance sur les versants exposés à l'Ouest: Jura et Préalpes notamment; la neige n'est observée en hiver qu'au dessus de 1 000 à 1 200 mètres. Les températures sont douces en hiver, très fraîches en été.

Fréquence annuelle moyenne : 37,8 jours (10,2%)
Fréquence annuelle minimale : 12 jours
Fréquence annuelle maximale : 52 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours):

Déc. : 4,6	Mars : 2,8	Juin : 2,8	Sept. : 2,7
Janv. : 6,0	Avril : 1,6	Juil. : 1,1	Oct. : 1,6
Févr. : 4,6	Mai : 3,6	Août : 2,0	Nov. : 3,9

(on remarque que le maximum de fréquence du Type se trouve en hiver et le minimum en été).

Quantité d'eau annuelle à Lyon: 123 m/m (15,2%).

Ce Type succède soit au Type W 1, soit au Type SW 2; sa durée moyenne est de 2 à 4 jours consécutifs.

c) Le Type W 3: Seule la bordure Nord des perturbations affecte le Couloir Rhodanien méridional et les Alpes du Sud. Les précipitations sont souvent abondantes dans le Cévennes, la Vallée du Rhône en aval de l'Isère et les Alpes du Sud; en hiver, la neige est fréquente dans cette situation; elle s'accompagne de bise et de mistral dans les basses couches, tandis que le vent souffle du Sud au-dessus de 1 500 mètres.

Fréquence annuelle moyenne : 9,9 jours (2,7%)
Fréquence annuelle minimale : 3 jours
Fréquence annuelle maximale : 17 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours):

Déc. : 1,4	Mars : 1,4	Juin : 0,7	Sept. : 0,2
Janv. : 2,3	Avril : 0,9	Juil. : 0	Oct. : 1,2
Févr. : 1,1	Mai : 0,3	Août : 0,1	Nov. : 0,3

(on constate l'extrême rareté de ce Type en été).

Quantité d'eau annuelle à Lyon: 19,0 m/m (2,3%).

2. Les Types de Sud-Ouest.

On distingue le Type SW 1, lorsque le courant perturbé circule sur la moitié W de la France et le Type SW 2, lorsque ce courant traverse la moitié E.

a) Le Type SW 1: En marge du courant, le Couloir Rhodanien et les Alpes françaises sont balayés par un flux de Sud souvent violent (vent du midi); en toutes saisons, les températures sont nettement supérieures aux normales, tandis que le ciel est plus ou moins nuageux, généralement par nuages lenticulaires.

Fréquence annuelle moyenne : 20,1 jours (5,5%)
Fréquence annuelle minimale : 8 jours
Fréquence annuelle maximale : 32 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours):

Déc. : 0,3 Mars : 2,2 Juin : 0,6 Sept. : 0,5
Janv. : 0,8 Avril : 2,3 Juil. : 2,3 Oct. : 2,8
Févr. : 0,3 Mai : 2,8 Août : 2,6 Nov. : 2,2

Quantité d'eau annuelle à Lyon: 8,5 m/m (<1%)

Ce Type succède soit à un Type anticyclonique de SE, soit au Type SW 2; il est le plus souvent suivi du Type SW 2.

b) Le Type SW 2: L'importance de ce Type de temps est considérable pour tout le Couloir Rhodanien, le SE du Massif Central, les Alpes du Sud et les Préalpes du Nord, régions où tombent d'abondantes précipitations, notamment à l'arrivée de l'air froid dans les basses couches. La Maurienne, la Tarentaise et la région de Chamonix sont relativement épargnées. En hiver, la neige ne fait son apparition qu'au-dessus de 1500 mètres dans l'air chaud antérieur, mais elle peut tomber au dessous de 1000 mètres dans l'air froid postérieur.

Fréquence annuelle moyenne : 43,6 jours (12%)
Fréquence annuelle minimale : 31 jours
Fréquence annuelle maximale : 68 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours):

Déc. : 2,0 Mars : 4,5 Juin : 3,8 Sept. : 5,8
Janv. : 2,1 Avril : 2,4 Juil. : 1,5 Oct. : 4,3
Févr. : 1,7 Mai : 5,3 Août : 5,6 Nov. : 5,0

Quantité d'eau annuelle à Lyon: 386,2 m/m (48%)

En outre, 69% des orages observés à Lyon viennent du SW.

Dans la moyenne Vallée du Rhône, les Cévennes et les Préalpes du Sud, le Type SW 2 déverse 60 à 70% des pluies annuelles, tandis qu'en Bourgogne, ce pourcentage s'abaisse à 35 — 40%.

Le Type SW 2 dérive en général du Type SW 1 ou du Type W 2 ou encore, en automne, du Type anticyclonique de SE. Sa durée peut être assez longue, jusqu'à 9 jours consécutifs.

3. Le Type de Sud-Est

Ce Type, original, se produit lorsqu'une dépression située en Méditerranée — souvent une goutte froide — provoque la remontée des perturbations méditerranéennes. Les précipitations sont irrégulièrement abondantes et à caractère orageux en été; en hiver, de fortes chutes de neige ont souvent lieu, accompagnées de bise au sol.

Fréquence annuelle moyenne : 11,9 jours (3,25%)
Fréquence annuelle minimale : 4 jours
Fréquence annuelle maximale : 19 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours):

Déc. : 0,9 Mars : 0,5 Juin : 0,8 Sept. : 0,9
Janv. : 0,7 Avril : 2,0 Juil. : 0,3 Oct. : 1,6
Févr. : 0,5 Mai : 2,5 Août : 0,3 Nov. : 0,9

Quantité d'eau annuelle à Lyon: 60,5 m/m (7,6%)

Ce Type succède souvent aux Types SW 2, NW 2, ou NW 3.

4. Les Types de Nord-Ouest

Dans le Type NW 1, les perturbations se dirigent vers l'Europe Centrale; dans le Type NW 2, elles traversent le Couloir Rhodanien et les Alpes occidentales; dans le Type NW 3, elles circulent à travers le Bassin Aquitain ou l'Espagne vers la Méditerranée.

a) Le Type NW 1: Le temps est nuageux à couvert et quelques précipitations tombent sur le Jura et une partie des Alpes savoyardes; de fortes rafales de Nord soufflent dans la Vallée du Rhône où le ciel est en grande partie dégagé.

Fréquence annuelle moyenne : 16,4 jours (4,5%)
Fréquence annuelle minimale : 6 jours
Fréquence annuelle maximale : 28 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours)

Déc. : 2,3 Mars : 1,5 Juin : 1,0 Sept. : 1,1
Janv. : 1,0 Avril : 1,0 Juil. : 1,0 Oct. : 1,6
Févr. : 1,6 Mai : 1,2 Août : 1,0 Nov. : 2,1

Quantité d'eau annuelle à Lyon: 11,7 m/m (1,4%)

Ce Type succède souvent aux Types anticycloniques indigène ou de NE. ou au marais barométrique.

b) Le Type NW 2: Les perturbations de NW traversent le Couloir Rhodanien et frappent de plein fouet les Alpes occidentales. Les masses d'air, d'origine septentrionale — souvent air Arctique —, étant froides, les précipitations ont assez fréquemment lieu sous forme de neige jusqu'en plaine en hiver; au printemps, le Type NW 2 détermine le temps à giboulées. Le Jura et les Préalpes du Nord connaissent le temps le plus médiocre.

Fréquence annuelle moyenne : 24,4 jours (6,7%)
Fréquence annuelle minimale : 14 jours
Fréquence annuelle maximale : 34 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours)

Déc. : 3,4 Mars : 1,4 Juin : 2,0 Sept. : 1,4
Janv. : 2,6 Avril : 3,1 Juil. : 2,2 Oct. : 1,0
Févr. : 3,1 Mai : 1,6 Août : 0,1 Nov. : 2,4

Quantité d'eau annuelle à Lyon 77,9 m/m (9,7%)

Ce Type succède plutôt au Type W 2 en hiver et en automne, au Type W 1 au printemps et au Type SW 2 en été.

c) Le Type NW 3: Le temps est plus ou moins perturbé, avec vent du Nord.

Fréquence annuelle moyenne : 8,7 jours (2,4%)
Fréquence annuelle minimale : 3 jours
Fréquence annuelle maximale : 13 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours)

Déc. : 1,5 Mars : 0,9 Juin : 0 Sept. : 0
Janv. : 2,5 Avril : 1,0 Juil. : 0,2 Oct. : 0,6
Févr. : 1,5 Mai : 0 Août : 0 Nov. : 0,5

(On constate que ce Type d'ailleurs rare est essentiellement un régime de saison froide).

Quantité d'eau annuelle à Lyon: 19,1 m/m (2,3%)

5. Le Type de Nord-Est

Dans ce Type assez peu fréquent, les perturbations très confuses venues du NE, donnent quelques petites chutes de neige en hiver et quelques averses orageuses sporadiques en été.

Fréquence annuelle moyenne : 3,9 jours (1,06%)
Fréquence annuelle minimale : 1 jours
Fréquence annuelle maximale : 9 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours)

Déc. : 0,4 Mars : 0,5 Juin. : 0,4 Sept. : 0
Janv. : 0,4 Avril : 0,2 Juil. : 0 Oct. : 0,3
Fév. : 0,6 Mai : 0,4 Août : 0,4 Nov. : 0,3

Quantité d'eau annuelle à Lyon 6,3 m/m (0,7%).

6. Les Types de Marais et de Front Froid isolé.

a) Le Marais barométrique: Les pressions sont uniformes sur une vaste étendue; parfois une goutte froide est centrée sur la France.

En été, les situations marécageuses sont propices aux développements orageux locaux, particulièrement en montagne; en hiver, le temps est brumeux et assez froid.

Fréquence annuelle moyenne : 31,6 jours (8,7%)
Fréquence annuelle minimale : 18 jours
Fréquence annuelle maximale : 59 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours)

Déc. : 1,1 Mars : 1,8 Juin : 3,6 Sept. : 2,3
Janv. : 0,7 Avril : 2,7 Juil. : 3,9 Oct. : 1,3
Fév. : 2,4 Mai : 4,5 Août : 5,4 Nov. : 0,9

(On constate que les marais sont des Types de temps principalement estivaux).

Quantité d'eau annuelle à Lyon 42,6 m/m (5,3%).

Le Type de marais succède à divers Types, mais plutôt à une situation indigène ou au Type SW 2. Il dure souvent 1 jour seulement, mais en Juillet 1955, il a persisté 13 jours consécutifs.

b) Le Type de Front isolé: Aucun courant organisé de perturbations n'affecte la région, mais un front isolé se déplace au-dessus d'elle, provoquant un brusque changement de masses d'air; souvent, on observe des

averses ou des orages qui peuvent être très violents. Le Type est surtout fréquent en saison chaude.

Fréquence annuelle moyenne : 8,8 jours (2,4%)
Fréquence annuelle minimale : 6 jours
Fréquence annuelle maximale : 13 jours

Fréquences mensuelles moyennes (en jours)

Déc. : 0,2 Mars : 0,1 Juin : 2,7 Sept. : 1,0
Janv. : 0,2 Avril : 0,8 Juil. : 1,6 Oct. : 0,3
Fév. : 0,2 Mai : 0,9 Août : 0,7 Nov. : 0,1

Quantité d'eau annuelle à Lyon 39,9 m/m (5,0%).

Ce Type de temps succède en général au Type de Marais.

Le grand nombre de Types de Temps qui peuvent se produire dans le Couloir Rhodanien et les Alpes Françaises, leur fréquence extrêmement variable d'une année à l'autre et d'une saison à l'autre expliquent la très grande variabilité du temps et le caractère illusoire des moyennes classiques des éléments météorologiques.

Dans l'ensemble, les Types de temps perturbés occupent une place plus importante que les Types de Temps anticycloniques: 246,7 jours par an contre 118,6 (soit 68% contre 32%).

La distinction en régimes continentaux et régimes maritimes (en y comprenant les types anticycloniques océaniques) donnent les valeurs respectives de

23% (83,6 jours) et 77% (281,7 jours).

Ainsi, malgré leur éloignement relatif de l'Atlantique, le Couloir Rhodanien et les Alpes occidentales restent profondément imprégnés des influences de cet Océan qui est un des facteurs essentiels du climat de l'Europe Occidentale.

6.9. Nouvelles données sur l'enneigement moyen d'hiver et de printemps dans les Alpes françaises — Essai de schématisation des types de temps correspondants

par

Paul Fontaine

(avec 6 figures dans le texte)

Résumé

Les renseignements nivométriques recueillis chaque semaine par le service hydrométéorologique de l'Electricité de France, sur les quatre principaux bassins des Alpes françaises, aux altitudes moyennes, ont permis d'établir pour chacun d'eux des normales "provisoires" relatives à l'enneigement d'hiver et de printemps.

Six années ont été prises en considération. Les résultats obtenus sont peu différents de ceux qui avaient été publiés à l'occasion du 4^{ème} Congrès de Météorologie alpine (Chamonix - Sept. 56) et qui ne portaient que sur quatre années. Une statistique relative aux diverses qualités du manteau neigeux, de Décembre à Avril, a été établie en fonction des renseignements diffusés par le Comité des Stations Françaises de Sports d'Hiver.

Pour la même période de six ans, il a été possible de définir, pour l'hiver et le printemps, six types de temps principaux, sur la base de influences: continentale, atlantique, arctique, et méditerranéenne, avec en complément les circulations Atlantique-Méditerranée et les régimes anticycloniques donnant lieu à des vents de secteur Ouest.

La succession de ces divers types de temps a pu être schématisée en faisant appel à des périodes de durée variable, mettant en évidence le type de temps le plus probable, dont on a aussi examiné les effets sur le comportement du manteau neigeux.

La succession des types de temps conduisant à des années d'enneigement excédentaire, ou déficitaire, a été également étudiée.

Cette étude est destinée à compléter celle publiée dans "La Météorologie", numéro de Janvier — Juin 1957, consacré au IV^o Congrès International de Météorologie Alpine, tenu à Chamonix (France) en Septembre 1956.

Zusammenfassung

Die herkömmlichen Schneeberichte von den letzten 6 Jahren aus "Electricité de France" und "Comité des Stations Françaises de Sports d'hiver" sind dazu benutzt worden, um die mittleren Schneeverhältnisse im Winter und im Frühjahr in den großen Flußgebieten der französischen Alpen zu bestimmen.

Es wurden auch die 6 Haupt-Wetterlagen, die für die zu- und abnehmenden Schneehöhen maßgebend

sind, beschrieben, ebenso die Folge der Wetterlagen während der Jahre mit guten und schlechten Schneeverhältnissen.

Abstract

Depth of snow data for middle altitude collected weekly in the four main alpine basins by the "Electricité de France" Hydrometeorological service are used and snow cover provisional normals are calculated for Winter and Spring.

The data for six years have been used. The results do not differ significantly from those already published at the fourth alpine Meteorology Congress (Chamonix September 1956) and which had been computed for a period of only four years.

A statistical study of the various quality of the snow mantle is presented on the basis of information published by the French Winter-sports stations committee.

For the same six years period it had been possible to define, for winter and spring, six main weather types corresponding to continental, atlantic, arctic and mediterranean influences, to a circulation from the atlantic to the mediterranean and also to anticyclonic patterns with westerly winds.

The frequencies of those various weather-types are determined in order to show the most probable weather types and their effect on the snow mantle.

The sequences of the weather types leading to above or below normal snow cover years are also studied.

Nouvelles données sur l'enneigement moyen d'hiver et de printemps dans les Alpes françaises —

Les deux années séparant le Congrès de Chamonix de celui qui aura lieu prochainement à Garmisch (Allemagne) ont permis l'établissement de nouvelles valeurs relatives à l'enneigement moyen d'hiver et de printemps dans les Alpes françaises, portant non plus sur 4 années, mais sur 6, soit de 1952-1953 à 1957-1958.

Ces nouvelles données (figures 1a à 1c) présentées comparativement avec celles de la précédente période de 4 ans (1952-1953 à 1955-1956) font apparaître que la prise en considération de deux nouvelles années, dont l'une, du point de vue qui nous préoccupe, a été plus que médiocre (1956-1957) et l'autre plutôt

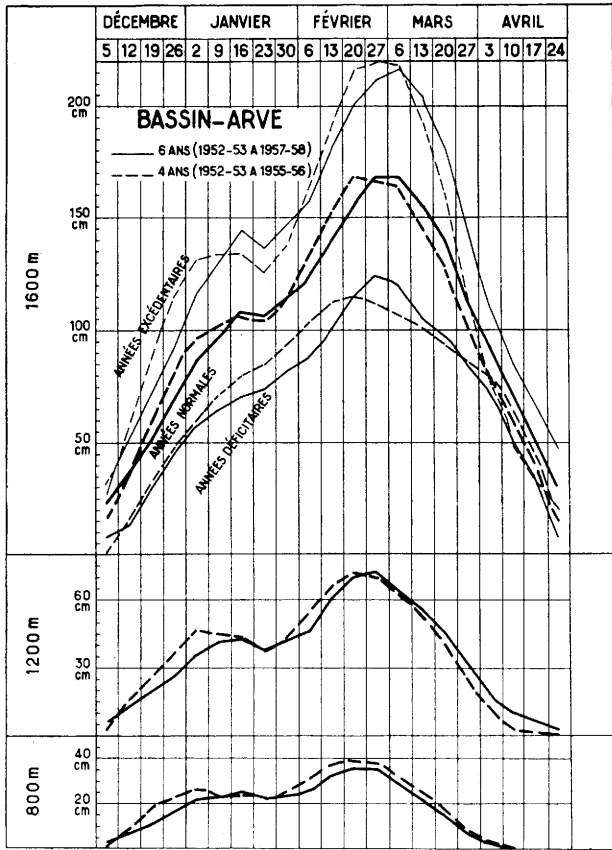


Fig. 1a
Enneigement moyen

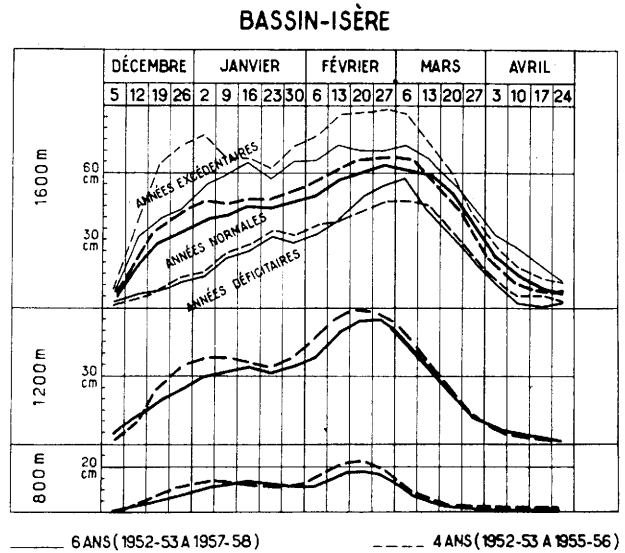


Fig. 1b
Enneigement moyen

favorable (1957—1958), ne modifie que dans de faibles proportions l'enneigement moyen défini précédemment.

Bien qu'il ne puisse s'agir encore de "Normales", ces nouvelles valeurs pourront être utilisées avec une confiance accrue pour la détermination de l'intensité de l'enneigement d'une année particulière. Ce sont les renseignements recueillis et diffusés par le Centre Hydrométéorologique de l'Electricité de France, de Lyon, qui ont été encore une fois largement utilisés. Ceux en provenance du Comité des Stations Françaises

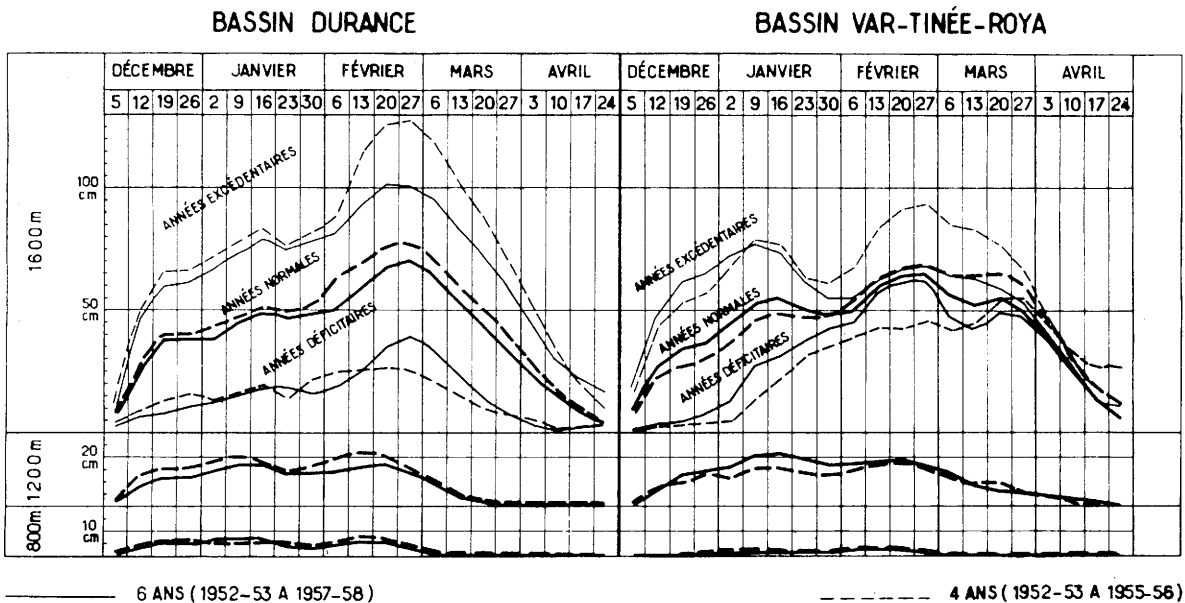


Fig. 1c
Enneigement moyen

de Sports d'Hiver ont permis de combler certaines lacunes, notamment en Haute Savoie. Ils ont permis aussi d'établir la fréquence moyenne, de Décembre à Avril, des diverses qualités du manteau neigeux, ce qui pourra présenter un certain intérêt pour les usagers des sports d'hiver (figure 2).

Essai de schématisation des principaux Types de Temps en rapport avec l'enneigement d'hiver et de printemps dans les Alpes françaises —

Lors du Congrès de Chamonix (Septembre 1956) parmi les exposés relatifs aux diverses branches de la

Décembre					Janvier					Février					Mars					Avril				
12	19	26	2	9	16	23	30	6	13	20	27	6	13	20	27	3	10	17	24	31				
66	65	87	83	72	61	65	40	62	84	84	80	50	8	35		18	10							
34	24	13	17	28	6	35	60	28	11	6	13	19	46	12	9									
	11						33																	
■																								
○○								10	5	5	7	31	46	53	91	82	90	100						

BASSIN ARVE

90					88					92					77					70				
12					8					23					30					12				
■																								
○○																								

BASSIN ISERE

100					100					92					100					83				
83					83					83					90					80				
■																								
○○																								

BASSIN DURANCE

83					70					44					54					54				
17					30					56					36					46				
■																								
○○																								

BASSIN VAR-TINEE-ROYA

Fraîche Poudreuse
 Dame Dure Tassée
 Mouillée
 Têlée
 Printemps

Fig. 2

Frequence (%) des diverses qualités de neige

Météorologie alpine, ceux portant sur les Types de Temps ont suscité de larges discussions, ce qui montre l'importance de cette question, mais aussi sa complexité.

Nous ne pensons pas qu'il soit possible de la traiter, de façon simple, pour l'ensemble de l'impressionnant massif qui unit dans un arc majestueux les abords de la Méditerranée à ceux de la Mer Noire. D'où la nécessité de procéder par zones, déterminées en fonction de l'orientation de l'arête principale du Massif et de son éloignement de l'Océan. Les Alpes françaises, axées du Nord au Sud, relativement voisines de l'Atlantique et touchant à la Méditerranée, constituent une zone bien définie.

L'étude des types de temps vus de cette partie du Massif alpin est esquissée ci-après. Elle porte sur la période de 6 ans pour laquelle nous possédons des données sur le manteau nigeux (épaisseur — qualité).

Les analyses de situations météorologiques établies, ou reconstituées pour un passé déjà lointain, auraient permis de prendre en considération un nombre beaucoup plus important d'années, mais sans pouvoir lier les déductions correspondantes à des valeurs de l'enneigement moyen calculées, sur une aussi longue période. C'est pourquoi il a été nécessaire de se limiter à la période de 6 ans s'étendant de 1952—53 à 1957—58.

Les indications qui vont suivre ne peuvent donc avoir qu'un caractère provisoire.

A — Définition des principaux types de temps

En fait, il est possible de ne retenir que six Types de Temps principaux de Décembre à Avril.

Ce sont par ordre de fréquence (voir figure 3),

a — Les régimes continentaux (T I) ayant pour origine, soit l'arrivée en Méditerranée d'une "goutte d'air froid" et de la dépression associée, soit le passage à des latitudes suffisamment septentrionales d'une cellule anticyclonique, atlantique, mobile vers l'Est.

b — Les régimes dépressionnaires, avec flux de vents à composante Ouest, (T IV) traduisant l'établissement

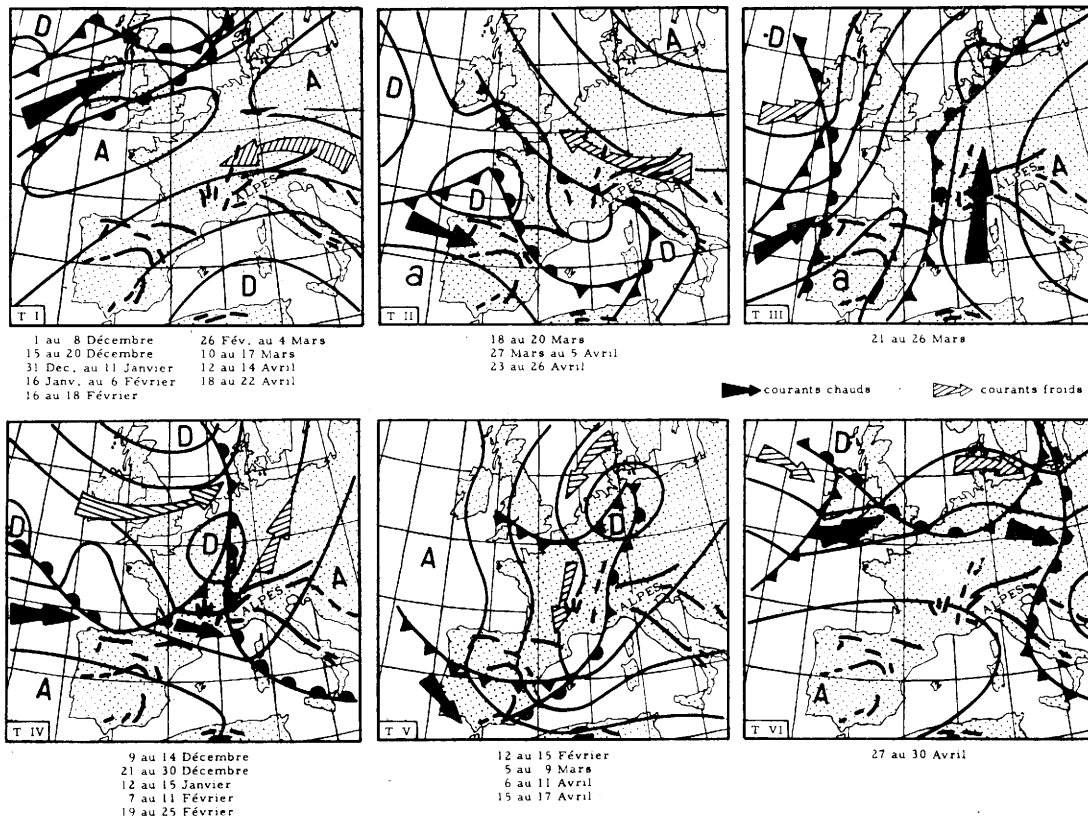


Fig. 3

Types de temps, périodes correspondantes

à nos latitudes du front polaire avec ses trois orientations possibles, Nord-Ouest, Ouest, et Sud-Ouest, et son extension plus ou moins marquée vers l'intérieur du continent (effets de blocage).

c — Les expulsions d'air arctique (T V) se rattachant aux faisceaux Groënlandais, Islandais, Scandinave ou même continental.

d — Les circulations Atlantique - Méditerranée (T II) allant de la simple branche dérivée du courant atlantique vers la Méditerranée à l'établissement du front polaire à des latitudes très méridionales.

e — Les advections d'air méditerranéen (ou saharien) (T III) matérialisant le contre-courant chaud déclenché par une forte expulsion d'air arctique maritime sur le proche Océan et par la cyclogénèse correspondante.

f — Les situations anticycloniques avec flux de vents à composante Ouest — (T VI) provoquant le rejet du front polaire vers le Nord.

Les quelques indications accompagnant chacun de ces Types de temps suggèrent qu'ils pourraient être divisés en un certain nombre de types de temps secondaires, ou de transition, ce qui ne manquerait pas de compliquer la question.

Dans une étude ultérieure, nous pensons pouvoir traiter plus à fond l'important problème des types de

temps sur les Alpes françaises, en étendant notamment leur étude à l'été et à l'automne, et en apportant aussi des précisions sur les divers éléments météorologiques les accompagnant, en particulier sur les précipitations.

Nous n'aborderons ici que le mode de succession, de Décembre à Avril, des types de temps qui viennent d'être définis, en mentionnant leurs effets sur le comportement du manteau neigeux, qui est à la base de la présente étude.

B — Succession des Types de Temps

La notation, jour par jour, pour les 6 années envisagées du type de temps régnant a permis de déterminer des périodes, de durée variable, au cours desquelles l'un des types de Temps définis ci-dessus peut être considéré comme représentatif par suite d'une fréquence supérieure à celle de chacun des autres types de temps.

Les 6 années envisagées se décomposent en 3 années de bon enneigement (1952—53, 1954—55, 1957—58) et 3 années d'enneigement médiocre ou mauvais (1953—54, 1955—56, 1956—57) (Figure 4) on a pu établir suivant le même principe, la succession des types de temps correspondant à ces groupes d'années particulières.

a — signification des pourcentages

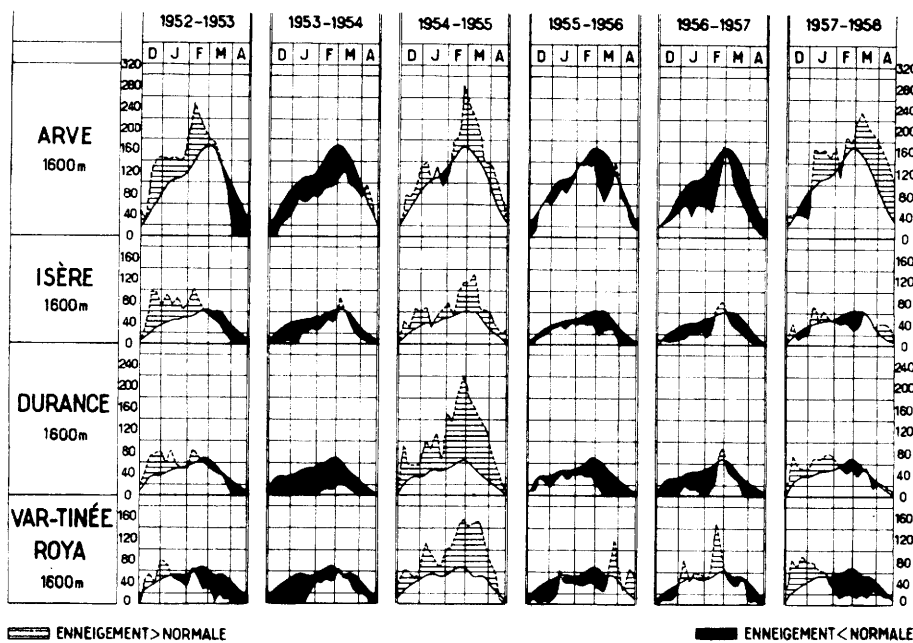


Fig. 4

Enneigement des années 1952-53 à 1957-58 (écarts à la normale)

Les pourcentages indiqués (figure 5) pour chaque type de temps représentatif sont évidemment de signification variable.

Si un pourcentage supérieur ou égal à 50 peut être considéré comme une indication valable, on constate qu'en année "normale" 15 périodes sur 23 (soit 65%) répondent à ce test. Pour le même nombre de périodes, les années "excédentaires" sont caractérisées par 18 périodes à pourcentage supérieur ou égal à 50 (soit 78%). Quant aux années "déficitaires" elles en présentent 20 sur 24 (soit 81%).

Ceci conduit à remarquer que pour les années extrêmes (excédentaires ou déficitaires) les types de temps représentatifs sont mieux affirmés qu'en années normales où les autres types de temps atteignent parfois des fréquences non négligeables.

b — Remarques sur les types de temps représentatifs et leur mode de succession — Rapports avec l'enneigement —

Années normales (figures 5 et 6).

Sur la base de l'année normale on constate que de Décembre à Février 11 périodes sur 12 sont caractérisées par les types de temps, continental (T I) et dépressionnaire à composante Ouest (T IV), avec une alternance quasi régulière.

C'est pendant ces mois de l'année que grâce aux types de temps continentaux se constitue une pellicule d'air froid, souvent difficile à éliminer, conférant un caractère neigeux aux précipitations apportées par les perturbations accompagnant les types de temps dépressionnaires à composante Ouest d'où l'enneige-

Voir fig. 3		Décembre				Janvier				Février				Mars				Avril									
		7	14	20	24	2	9	13	22	25	4	11	19	24	5	9	16	20	23	5	11	15	17	25	30		
Années d'enneigement excédentaire	T I	62	20	66	10	67	20	33	52	33	57					25	33	85	33	67	33	66	18	6	67	33	42
	T II					20	57											3	33		40			33	6		
	T III									56	17		13							12	10		13				
	T IV	30	80	23	80	13	23	42	33		13	71	8	67	4		20	17	22	5	27				14		
	T V	8		11	1			25	15	11	13	29	46		11	67	10	17		10	40		67	12			
	T VI													8						17	27		13	80			

		Décembre				Janvier				Février				Mars				Avril						
		8	14	20	30	11	15	6	11	15	18	25	4	9	17	20	26	5	11	14	17	22	26	30
Années d'enneigement normal	T I	65	19	33	30	44	33	50	17	17	50	39	67	23	53	17	30	13	3	50	40	60	25	8
	T II			8	4	21		5				7		7	27	40	8	38	8			20	50	25
	T III	13	16	16		2		11		13			3	10	6		40	5		11			8	17
	T IV	16	60	27	60	15	50	22	73	29	22	52	20	17	8	22	46	17	14	17	4			
	T V	6		8	6	18	17	12	10	38	22	2	10	43	6	5	17	50	22	56	10	8	8	
	T VI		5	8							3	6					16	6		25			10	9

		Décembre				Janvier				Février				Mars				Avril								
		7	21	24	31	11	15	25	31	6	15	18	22	24	28	4	7	12	14	20	26	5	13	22	30	
Années d'enneigement déficitaire	T I	76	12	66	4	58	17	67	22	66	26	67	25	67	33	50		27	67	17	17	10	8	70	8	
	T II		10						33				25					33	33	56		37	13		59	
	T III	24	31				3			28						8	11	33			56			25		
	T IV		31	34	86	3	67	20	45	6	63	33	50	33	50	34	56				10	17	30	8	8	
	T V		2		10	36	16	13			11				17	8	33	7					23	55	22	8
	T VI		14																			17	10		16	

Fig. 5
Types de temps, fréquences (%)

ment croissant observé de Décembre à Février, ainsi que la forte proportion de neige fraîche ou poudreuse (Figure 2).

La période de stabilisation de l'enneigement, ou même de régression, centrée sur le 23 Janvier (sur le 30 Janvier pour le Sud-Est des Alpes) correspond à la longue période, du 15 Janvier au 6 Février, au cours de laquelle les types de temps continentaux prédominent constamment avec pour conséquences l'absence presque totale de précipitations et un tassement maximum.

C'est aussi au cours de cette période de l'année que la fréquence de la neige fraîche ou poudreuse diminue temporairement, en particulier sur le Nord des Alpes où en contrepartie la neige dure, damée ou tassée progresse nettement.

En Mars et Avril ces deux types de temps, continental et dépressionnaire à composante Ouest, deviennent nettement plus rares. Sur 11 périodes, 3 seulement relèvent du type de temps continental, tandis que le type de temps dépressionnaire à composante Ouest, n'atteint jamais de fréquences significatives. Par contre les circulations Atlantique-Méditerranéenne (T II), les advections d'air méditerranéen (T III), les expulsions d'air arctique (T V), les situations anticycloniques à composante Ouest (T VI), rares de Décembre à Février, deviennent nettement plus fréquentes et acquièrent parfois un caractère représentatif.

Les advections d'air méditerranéen et les situations anticycloniques à composante Ouest mettant en jeu des masses d'air chaud, du fait de leur origine ou de la subsidence, viennent ajouter leur action à la variation saisonnière, positive, de la température, oeuvrant ainsi à l'élimination du manteau neigeux aux altitudes moyennes.

En revanche, les circulations Atlantique-Méditerranéenne et les expulsions d'air arctique auxquelles se rattachent respectivement des précipitations neigeuses sur pellicule d'air froid et des averses de neige au sein de masses d'air d'origine septentrionale, conduisent quelquefois à des regains tardifs d'enneigement. C'est notamment le cas, par circulation Atlantique-Méditerranéenne, sur les Alpes méridionales.

Cette particularité s'inscrit sur les courbes d'enneigement moyen du bassin "Var — Tinée — Roya" sous la forme d'un troisième maximum d'enneigement* au environs du 20 Mars.

Quant au manteau neigeux, sa partie superficielle sera, en Mars et Avril, de plus en plus rarement formée de neige fraîche ou poudreuse et ceci au bénéfice de la neige de printemps. Cette évolution est observée dès le début de Mars pour les bassins septentrionaux, mais guère avant le début d'Avril pour les bassins méridionaux, par suite des chutes de neige tardives, vers la fin de la deuxième décennie de Mars.

Années excédentaires (figures 5 et 6)

Pour la période d'enneigement croissant, Décembre à Février, on remarque le caractère mieux affirmé, en Décembre, des types de temps "continentaux" et surtout "dépressionnaire à composante Ouest".

Leur alternance plus rapide qu'en année normale est certainement un facteur favorable à un enneigement important, comme d'ailleurs le raccourcissement de la période dépressionnaire de Noël. En effet les trop longues périodes dépressionnaires conduisent toujours à l'élimination de la pellicule froide apportée par les régimes continentaux, et sans laquelle les précipitations solides tendent à disparaître.

* Dans le Massif Central, les Cévennes elles aussi très sensibles aux circulations Atlantique — Méditerranéenne (T II) connaissent un troisième maximum d'enneigement, également vers le 20 Mars. C'est d'ailleurs le plus important de l'année.

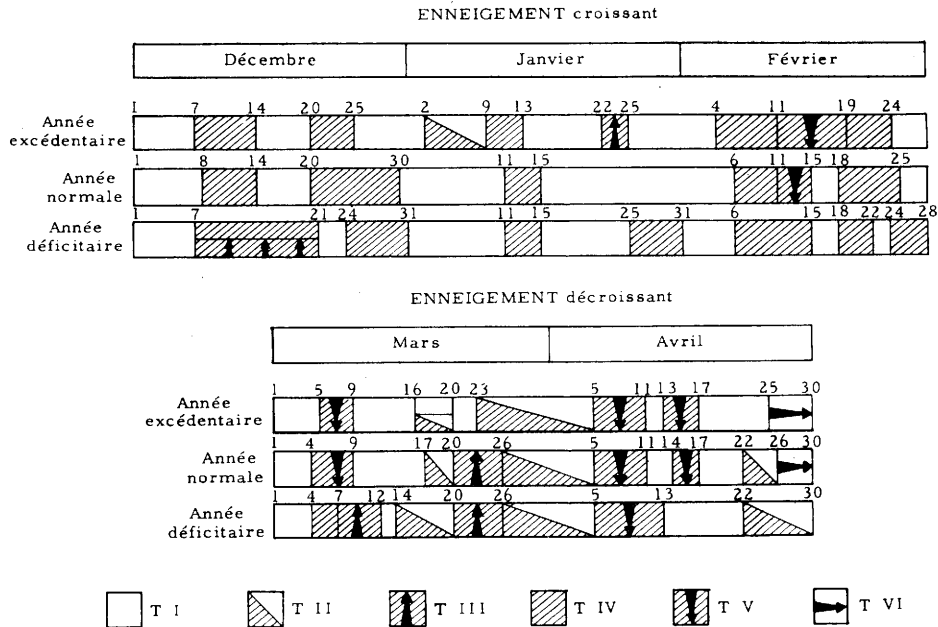


Fig. 6
Succession des types de temps (hiver et printemps)

En Janvier, les deux longues périodes "continentales" observées du 30 Décembre au 11 Janvier et du 15 Janvier au 6 Février, en année normale, sont en partie remplacées par une circulation Atlantique-Méditerranéenne et par une advection d'air Méditerranéen. Ces deux types de temps n'ont en fait que peu d'influence sur les bassins septentrionaux, trop lointains et trop froids.

En revanche, dans la deuxième période de Janvier, l'advection d'air Méditerranéen peut conduire à une fonte nivale temporaire sur les bassins méridionaux, tout au moins des vallées jusqu'aux altitudes moyennes.

En Février la succession des types de temps est assez peu différente de celle relative à l'année normale si ce n'est un certain allongement de la période relative aux invasions d'air arctique dans la deuxième décennie de ce mois, ce qui ne peut que concourir au renforcement du maximum annuel d'enneigement, surtout lorsque ces invasions d'air froid se rattachent aux faisceaux Groënlandais et Islandais (plus grande humidité).

Pendant la période d'enneigement décroissant, Mars et Avril, peu de différence avec l'année normale, avec comme pour celle-ci prépondérance de l'effet saisonnier conduisant finalement à l'élimination du manteau neigeux.

Années déficitaires (figures 5 et 6)

La principale caractéristique de ce type d'année est le retard apporté à l'enneigement par les situations "dépressionnaire à composante Ouest" et les advections d'air Méditerranéen échelonnées du 7 au 21 Décembre et presque soudées à la période dépressionnaire de Noël, ce qui ne laisse que peu de possibilité pour la constitution de la pellicule froide (régimes continentaux) indispensable aux précipitations neigeuses.

On remarque aussi l'effacement, dans la deuxième décennie de Février, des invasions d'air arctique appor-

tant des chutes de neige appréciables en années, normale et excédentaire.

Enfin l'apparition, dès le début de Mars, d'advections d'air méditerranéen précipite l'élimination du manteau neigeux, même sur les bassins septentrionaux qui peuvent être atteints par les masses d'air chaud, vu l'influence relativement faible des régimes continentaux dans le passé (pellicule froide amoindrie, donc plus mobile).

Conclusion

On pourra s'étonner que cette schématisation des types de temps n'ait pas été étendue aux surfaces 700 et 500 millibars, mais pour une classification aussi sommaire que celle proposée, les différences entre les situations au sol et en altitude auraient été, en fait, minimales.

Pour une étude plus détaillée et plus complète des types de temps relatifs aux Alpes françaises, il est évident que; même sur la base de cette classification simplifiée, il sera nécessaire de prendre en considération au moins l'une ou l'autre de ces surfaces.

Quant à l'utilisation des indications fournies au cours de cette étude, tant sur l'enneigement que sur les types de temps correspondants, nous pensons qu'elle pourra se faire d'abord parmi les usagers des sports d'hiver, bien que pour les plus expérimentés elle ne devra probablement apporter qu'une confirmation, tout au moins pour ce qui concerne l'évolution du manteau neigeux.

Nous souhaitons aussi que cette étude présente quelque intérêt pour les géographes, notamment la partie relative aux types de temps, bien que celle-ci ne constitue, en fait, que la base de l'étude plus complète que nous espérons pouvoir mener à bien avant le prochain Congrès de Météorologie alpine.

6.10. Turbulence sous ondulatoire et zones de limitation des ondes de ressaut

par

N. Gerbier

(avec 5 figures dans le texte)

Résumé

Turbulence sous ondulatoire. En aval d'une chaîne montagneuse, il se produit très souvent, entre le voisinage du sol et une altitude légèrement supérieure à la ligne des crêtes, des phénomènes de turbulence, matérialisés ou non par des nuages. Cette turbulence est créée par des tourbillons à axes horizontaux de dimensions très variables, en moyenne de l'ordre de 1 à 2 km ("Rotors").

Zone de limitation des ondes de ressaut. Les facteurs aérologiques qui influencent sur le développement des ondes sont: a) le vent — direction et vitesse, b) le gradient de température. Exemple: Les ondes cessent ou diminuent fortement d'amplitude à un niveau déterminé en aval d'un obstacle, si la composante du vent perpendiculaire à la ligne de crêtes devient nulle.

Turbulence sous ondulatoire

Sous le vent d'une chaîne de montagne, il se produit très souvent entre le voisinage du sol et une altitude légèrement supérieure à la ligne des crêtes des phénomènes de turbulence, matérialisés ou non par des nuages. Cette turbulence est créée par des tourbillons à axes horizontaux de dimensions très variables, en moyenne de l'ordre de 1 à 2 kilomètres, appelés souvent "rotors".

Si l'air est suffisamment humide il se forme sous le vent du relief, des nuages ayant l'aspect de cumulus ou de stratocumulus. La base de ces nuages est généralement inférieure au niveau moyen de la ligne de crêtes, tandis que leurs sommets la dépassent. Ces nuages sont le siège de forte turbulence, pouvant parfois être violente, donc dangereuse.

Stationnaires par rapport au sol, ils possèdent un mouvement de rotation souvent perceptible à l'oeil nu. Parfois une succession de "rotors" paraît à intervalles réguliers.

L'importance et le développement des "rotors" dépendent essentiellement du gradient vertical de la vitesse du vent et de la stabilité de l'air.

Plus la variation de la vitesse du vent est importante sur une faible épaisseur (100 à 300 mètres) et plus l'air est instable, plus le "rotor" sera important. Il n'est pas rare, dans ce cas, de rencontrer des vitesses verticales de $\pm 10\text{m/s}$ avec des accélérations de 2 à 4 g. Dans ce cas, en général les longueurs d'ondes sont faibles (2 à 5 kilomètres) et les amplitudes verticales grandes.

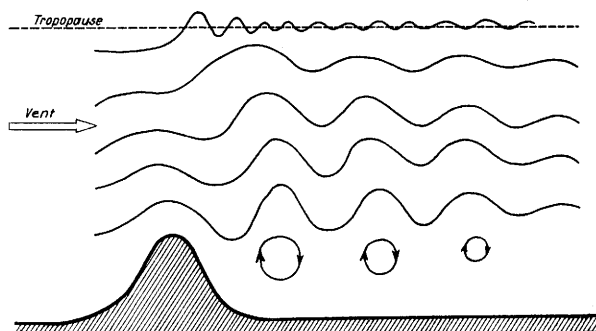


Fig. 1

Voici une coupe théorique (Fig. 1) représentant la position des ces "rotors".

Nous avons étudié ces "rotors" soit à l'aide de ballons munis d'une radiosonde et d'un écran radar (Fig. 2)

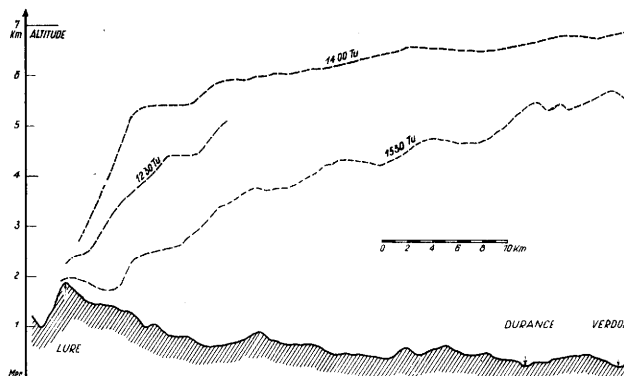


Fig. 2

soit par les planeurs munis d'appareils enregistreurs A. 20 (Fig. 3). Notons sur ce diagramme la transition très nette entre le vol sous ondulatoire turbulent et le vol ondulatoire calme.

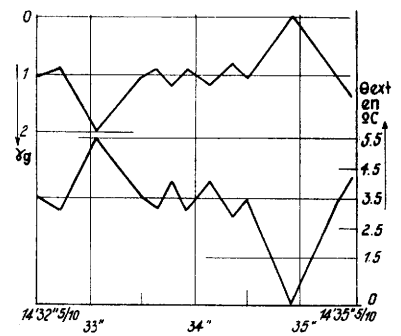
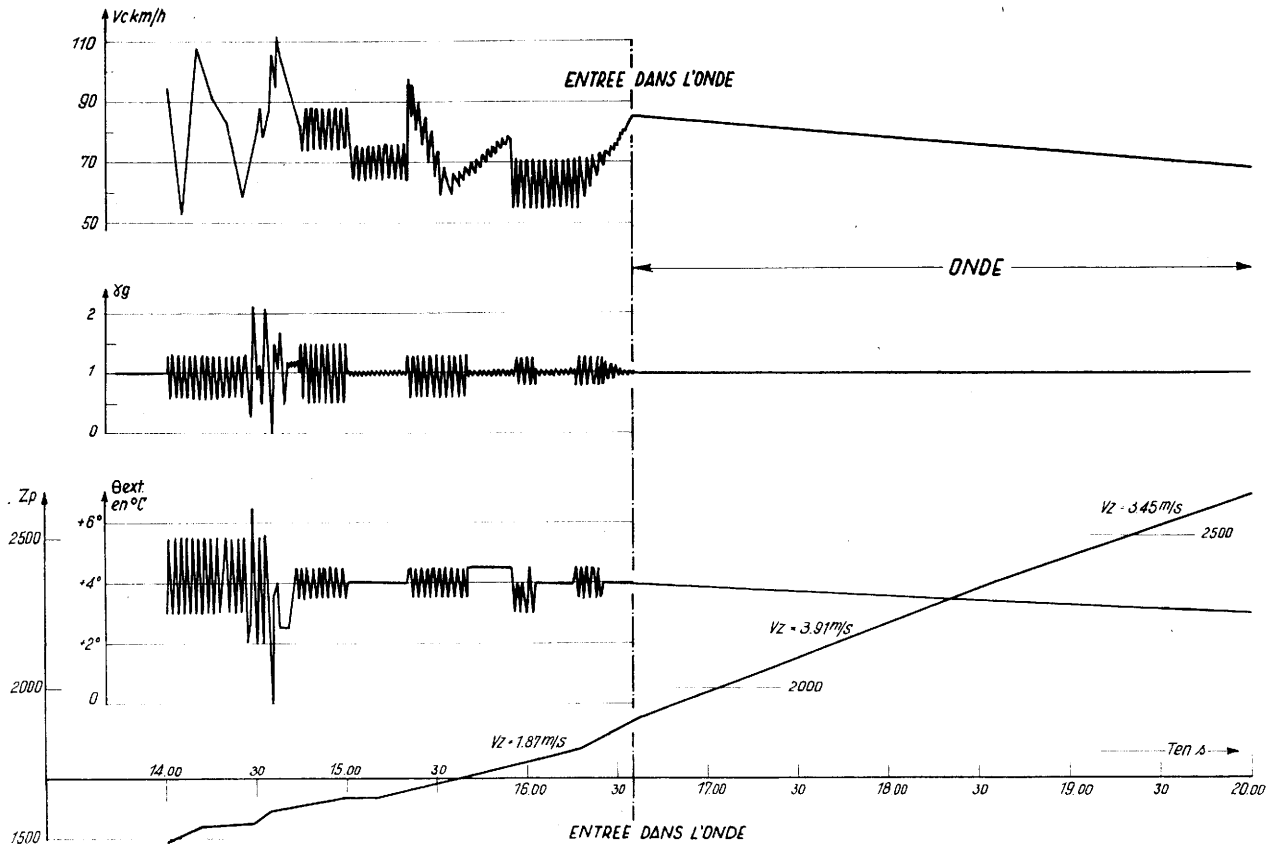


Fig. 3

Zones de limitation des ondes de ressaut

Nous ne pouvons, en quelques minutes, développer ce problème qui non seulement intéresse les planeurs mais encore les avions volant à haute altitude, car les zones de limitation d'ondes correspondent très souvent à des zones de turbulence. Ceci a été constaté grâce aux vols effectués par les pilotes français entre 8 000 et 10 000 mètres dans les Alpes, par les enregistrements des ballons équilibrés pour des altitudes de 8 000 à 10 000 mètres durant période des vols et ceux des avions à réaction des bases d'Istres et d'Orange.

Il est encore trop tôt pour tirer des conclusions définitives, mais nous pouvons déjà faire quelques remarques intéressantes:

a) Dans le cas d'une diminution rapide de la vitesse du vent ou un changement brusque de la direction à

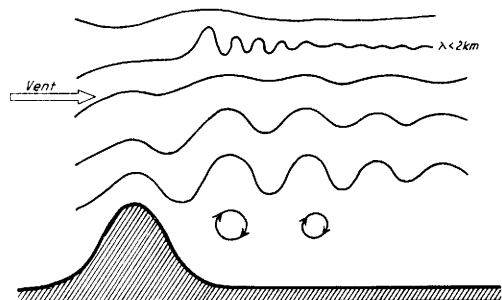


Fig. 4

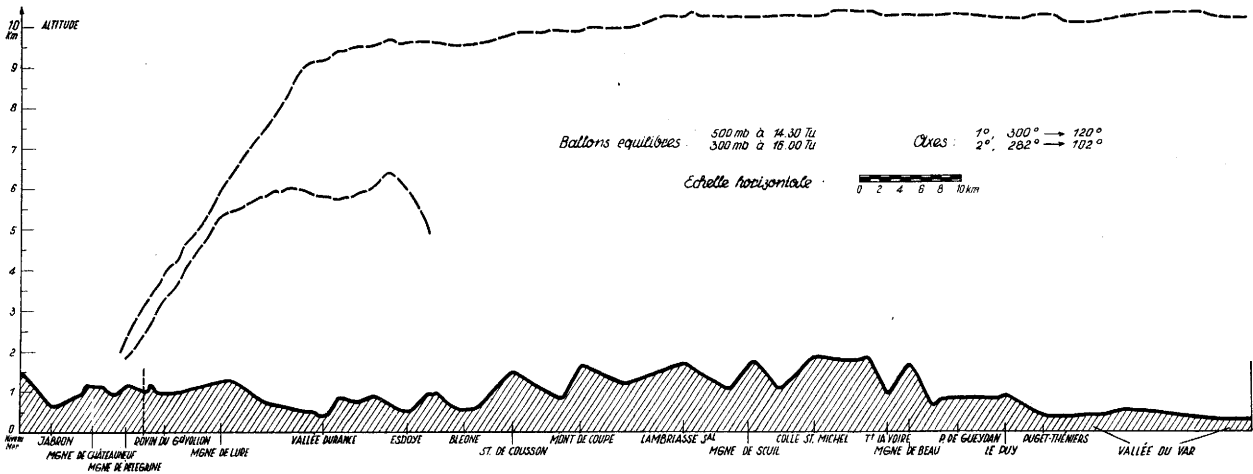


Fig 5

une altitude déterminée, sur une faible épaisseur, la longueur d'onde devient très faible, souvent inférieure à 2 kilomètres, et les ondes deviennent instables. Le planeur passe alors d'un vol calme à un vol turbulent (turbulence périodique). Ce phénomène se produit souvent à un niveau correspondant à celui du plafonnement du planeur (Fig. 4).

b) Au niveau de la tropopause, par suite de l'importance du gradient de température, des oscillations périodiques mobiles se forment, rentrant en phase à certains moments avec les ondes de ressaut.

c) Les zones de vents forts (jet stream) sont des zones favorables au développement d'ondes, si la direction du vent est perpendiculaire aux chaînes

montagneuses. En bordure du "jet" (zone de diminution rapide de la vitesse) il est une zone de turbulence périodique correspondant à une zone de limitation des mouvements ondulatoires.

Conclusions

Phénomènes ondulatoires et turbulence sont étroitement liés. La connaissance de la turbulence "sous ondulatoire" est d'un grand intérêt pour les vols en montagne (secours en montagne par hélicoptère etc...), alors que la turbulence "ondulatoire" se rencontre à plus haute altitude sur de faibles tranches et intéresse plus particulièrement l'aviation à réaction.

6.11. Zur Klassifikation der Wetterentwicklung im Alpenraum von 1946 bis 1957

von

Walter Gressel

(mit 2 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Unabhängig von der Alpenwetterstatistik wurde die auf genetischen und dynamischen Gesichtspunkten aufgebaute und für andere Anwendungszwecke bestimmte Entwicklung des Großwettergeschehens für den Alpenraum weiter verfolgt und für den Zeitraum 1946—1957 kalendarisch zusammengestellt. Mit 24 Klassifikationstypen ist die Zahl zur Charakterisierung des Wettergeschehens im Alpenraum auf ein tragbares Mindestmaß beschränkt, ohne daß dabei die Möglichkeit, Wetterentwicklung und -ablauf genau festzulegen, eine Einbuße erleidet. Die Klassifikation im genannten Zeitraum wurde durch genetisches und entwicklungsgetreues Verfolgen der Wetterabläufe von einem Tag zum anderen durchgeführt und brachte ein den Erfahrungen und Erwartungen entsprechendes Ergebnis hinsichtlich der monatlichen und jährlichen Wetterentwicklung im Alpenraum. Damit scheint eine Methode für eine kurze und übersichtliche Charakterisierung der alpinen Wettervorgänge und -abläufe vorzuliegen.

Abstract

Independent from the statistic of the weathertypes alpinus the development of the weather alpine was persecuted from wholly other point of view dynamic and genetic and placed for the time 1946—1957. With 24 types the classification is limited to a measure reasonable and rend possible a determination of the weather-development. The classification in the periode was persecuted from day to day with point of view dynamic and genetic. The result show the weather-development from month to month and correspond exact to the expect and experience. To follow, it is given a methode to characterise the development of very difficult weathertypes alpinus court and easy.

Résumé

Indépendant de la statistique des types de temps alpins, les types généraux dans la région alpine ont été établis pour la période 1946—1957 et étudiés aux points de vue génétiques et dynamiques pour les appliquer à d'autres domaines de recherche météorologique. Avec 24 types la classification a été limitée sur une mesure raisonnable qui toujours permet de déterminer le développement du temps. La classification des types de temps dans la période mentionnée a été poursuivie jour par jour aux points de vue génétiques et dynamiques. Le résultat concernant le développement du

temps par mois et année correspondait exactement à l'expérience obtenue. Par conséquence, une méthode est donnée pour caractériser le développement des différents types de temps alpinus d'une façon brève et claire.

Der Grundgedanke für diese Bearbeitung weicht von der allgemeinen Auffassung, eine aus der Wetterkarte ersichtliche Momentansituation im Wettergeschehen als Wetterlage festzuhalten insofern ab, als im Folgenden nicht diese einzelnen Momentanzustände als „die Wetterlagen“ charakterisiert und bezeichnet werden, sondern vielmehr die Wetterentwicklung als Kontinuum im Wettergeschehen betrachtet werden soll. Wie überall in der Natur, sei es im Tier- oder Pflanzenreich, aber auch im Menschenleben, nicht der einzelne Momentanzustand das Wesen charakterisiert, sondern vielmehr die unendliche Summe von Momentanzuständen, die das Werden und Vergehen, also die Entwicklung ausmachen, ausschlaggebend sind, so soll auch für eine Charakterisierung des Wettergeschehens, welches nichts anderes als ein Zusammenspiel unzähliger Naturvorgänge ist, die Entwicklung und nicht eine von vielen Zufällen abhängige Momentansituation zum Leitgedanken nachstehender Betrachtungen gemacht werden. Somit durchzieht eine über einen großen Zeitraum aufgestellte Klassifikation der Wetterentwicklung ein kontinuierlicher Faden, der unter Wahrung der Genetik und Konsequenz die Veränderung der Druckzentren und der Strömungsverhältnisse in Bezug auf den Alpenraum möglichst entwicklungsgetreu und unter weitgehender Berücksichtigung der Tageseinteilung darzustellen vermag.

Es wird also bei dieser Klassifikation nicht die „Wetterlage“ schlechthin aus einer Einzelkarte, die ein recht willkürliches und zufälliges Bild des zur Zeit der Beobachtung gerade herrschenden Momentanzustandes der Atmosphäre ergibt, betrachtet, sondern an Hand aller zur Verfügung stehenden Karten und Beobachtungen die Wetterentwicklung von einem Tag zum anderen charakterisiert und mit einer geeigneten Symbolik festgehalten. Die sich dabei naturgemäß ergebende große Zahl der Symbole kann infolge der Kürze der Zeit unmöglich durchbesprochen werden, weshalb auf die einschlägigen Publikationen in der Meteorologischen Rundschau verwiesen werden muß.

Während der Zweck dieser erwähnten symbolreichen Klassifikation darin liegt, möglichst präzise die synoptische Entwicklung festzulegen, wodurch man sofort einen Überblick über das Wettergeschehen zu jedem beliebigen Zeitabschnitt gewinnen kann, soll anschlie-

Bend nur die daraus abgeleitete vereinfachte Symbolik und ihre praktische Anwendung in den letzten 12 Jahren besprochen werden. Ihre Aufgabe ist, zur zahlenmäßig besseren Erfäßbarkeit auf ein Minimum von 24 Symbole reduziert, das Wettergeschehen für statistische und dynamisch-klimatologische Arbeiten darzustellen. Die Symbole sind folgende:

1. H = Hochdruckeinfluß (stationär, zentral, kurzzeitig, lokalalpin oder Hochdruckbrücke) bei Fehlen einer großräumigen Strömungsrichtung über dem Alpenraum.
2. T = Tiefdruckeinfluß (stationär, zentral, kurzzeitig, lokalalpin oder Tiefdruckrinnen) bei Fehlen einer großräumigen Strömungsrichtung über dem Alpenraum.
3. Tsa = Tiefdruckgebiet südlich der Alpen auf dem Wege vom Golf von Genua zum Balkan, unter dessen Einfluß das Wettergeschehen im Alpenraum steht.
4. — 11. N, NE, E, SE, S, SW, W, NW = Allgemeine Strömungsrichtung im Alpenraum bei Fehlen von charakteristischen Druckzentren über dem Alpengebiet.
12. N+Tsa = Großräumige Nordströmung mit einem für den Alpenraum zumindest gebietsweise wetterwirksamen Tiefdruckgebiet südlich der Alpen.
13. NE+Tsa = Großräumige Nordostströmung mit einem für den Alpenraum zumindest gebietsweise wetterwirksamen Tiefdruckgebiet südlich der Alpen.
14. E+Tsa = Großräumige Ostströmung mit einem für den Alpenraum zumindest gebietsweise wetterwirksamen Tiefdruckgebiet südlich der Alpen.
15. SE+Tsa = Großräumige Südostströmung mit einem für den Alpenraum zumindest gebietsweise wetterwirksamen Tiefdruckgebiet südlich der Alpen.
16. S+Tsa = Großräumige Südströmung mit einem für den Alpenraum zumindest gebietsweise wetterwirksamen Tiefdruckgebiet südlich der Alpen.
17. W+Tsa = Großräumige Westströmung mit einem für den Alpenraum zumindest gebietsweise wetterwirksamen Tiefdruckgebiet südlich der Alpen.
18. NW+Tsa = Großräumige Nordwestströmung mit einem für den Alpenraum zumindest gebietsweise wetterwirksamen Tiefdruckgebiet südlich der Alpen.
19. H+Tsa = Hochdruckeinfluß aus Norden mit einem für den Alpenraum aus Süden gebietsweise wetterwirksamen Tiefdruckgebiet südlich der Alpen.
20. W+5b = Großräumige Westströmung mit einem für den Alpenraum zumindest gebietsweise wetterwirksamen Tiefdruckgebiet auf der 5b-Zugstraße.
21. NW+5b = Großräumige Nordwestströmung mit einem für den Alpenraum zumindest gebietsweise wetterwirksamen Tiefdruckgebiet auf der 5b-Zugstraße.
22. N+5b = Großräumige Nordströmung mit einem für den Alpenraum zumindest gebietsweise wetterwirksamen Tiefdruckgebiet auf der 5b-Zugstraße.
23. G = Gradientschwache Wetterentwicklung mit flacher Luftdruckverteilung über dem Alpenraum.
24. K = Kombinierte Wetterentwicklung, bei welcher über dem Alpenraum entweder zwei großräumige Strömungen aus verschiedener Richtung auftreten

(z. B. S, SW, W im westlichen und SE, E oder NE im östlichen Teil des Alpenraumes) oder ein Teil des Alpenraumes durch Hochdruckeinfluß und der andere durch eine großräumige Strömung charakterisiert wird (z. B. Resthoch im östlichen und Westströmung im westlichen Alpengebiet oder auch umgekehrt).

Um nun einen zahlenmäßigen Aufschluß über die Wetterentwicklung in den letzten 12 Jahren zu erhalten, wurden in Tabelle 1 die jährlichen Häufigkeiten für die Wetterentwicklung von Tag zu Tag und in Tabelle 2 ihre jahreszeitliche Verteilung zusammengestellt.

Dabei zeigte sich, daß die Westströmung mit 23% den Hauptanteil an unserer Wetterentwicklung besitzt. Im 12jährigen Zeitraum tritt die Westströmung 1012-mal auf, davon 828mal als reine Westströmung, 162mal in Zusammenhang mit einer im Alpenraum wetterwirksamen Mittelmeerdepression und 22mal mit einem 5b-Tief. An 2. Stelle in der Häufigkeitsverteilung der alpinen Wetterentwicklung steht der Hochdruckeinfluß mit durchschnittlich 22%, zu welchem alle Tage zählen, an denen ein Hoch, Zwischenhoch, flaches oder abbauendes Hoch oder eine Hochdruckbrücke einen Hochdruckeinfluß im Alpenraum bewirkte. Den drittgrößten Anteil an alpinen Wettergeschehen zeigen die Mittelmeerdepressionen mit 14%, an 4. Stelle steht die Nordwestströmung mit 13%, weiters folgt die gradientenschwache Wetterentwicklung mit 8%, die Nord- und Südwestströmung mit je 7%, die Südströmung mit 6% und schließlich noch die NE-, E- und SE-Strömung, Einflüsse durch Tiefdruckgebiete, Tiefdruckgebiete südlich der Alpen und 5b-Tiefs, H+Tsa und Kombinierte Wetterentwicklung mit nur sehr geringen Prozentsätzen, wobei sich diese hier, im Gegensatz zu den zuvor erwähnten Tsa-Einflüssen nur auf jene Wetterentwicklung beziehen, bei der ein Tiefdruckgebiet südlich der Alpen ganz allein im Alpenraum wetterwirksam ist ohne der Existenz einer großräumigen Strömung, während jene mit drittgrößten Anteil genannten Mittelmeerdepressionen sämtliche, auch die mit einem anderen Wettergeschehen in Zusammenhang stehenden Tsa einschließen und daher ebenso, wie auch die 5b-Einflüsse, den Gesamtprozentsatz um ihren Betrag überschreiten, da sie in Kombination mit den großräumigen Strömungsrichtungen (N, NE, E, SE usw.) sowie bei den reinen Tsa-Einflüssen prozentmäßig bereits in die Aufstellung eingegangen sind. Dies sei nur zur Klarstellung des scheinbar überzogenen Prozentsatzes erwähnt. Wie aus Tabelle 1 weiter hervorgeht, schwankt die Häufigkeit der Wetterabläufe in den einzelnen Jahren recht beachtlich, so zeigt das Jahr 1949 mit 105maligem Hochdruckeinfluß (= 29%) das Maximum und 1954 mit 48 Fällen (= 13%) das Minimum des bearbeiteten Zeitraumes. Ähnlich starke Schwankungen finden wir auch beim Auftreten der großräumigen Westströmung, deren Höchstwert mit 117 Fällen (= 32,5%) im Jahre 1950 und Tiefstwert mit 64 Fällen (= 17%) 1953 liegt. Ebenso weist auch die übrige Wetterentwicklung starke Schwankungen zwischen Höchst- und Tiefstwerten auf, deren detaillierte Angaben aus der Tabelle entnommen werden können.

Für die Untersuchung der jahreszeitlichen Verteilung der Wetterentwicklung wurden für die Monate Januar bis Dezember im bearbeiteten Zeitraum die Häufigkeit des Auftretens der jeweiligen Wetterentwicklung gebildet und in Tabelle 2 zusammengestellt. Daraus wird ersichtlich, daß der Hochdruckeinfluß eine auffallende Häufung im Herbst zur Zeit des schon sprichwörtlichen Altweibersommers und ein Minimum im Februar und Mai aufweist, wogegen der Tiefdruckeinfluß fast entgegengesetzt von Februar bis Juni

Tab. 1
Wetterentwicklung im Alpenraum 1946—57 (%)

	H	T	Tsa	N	davon: N+ Tsa 5b	NE	davon: NE + Tsa	E	davon: E + Tsa	SE	davon: SE + Tsa	S	davon: S + Tsa	SW	W	davon: W+ Tsa 5b	NW	davon: NW+ Tsa 5b	H + Tsa	G	K	Σ Tsa 5b
1946	23	1	2	6,5	5	28	1	20	4,5	7	8	23	17	2	13	10	0	13	0	13	0	13
1947	18	2	0,5	9	5,5	60	5	12	5,5	37	6	24	16	1	12	16	0	17	1,5	7	0	17
1948	22	2	0,5	7,5	2	44	0,5	0	8	21	5,5	24	20	3	13	13	2	13	1	8	2	13
1949	29	3	1,5	8	1,5	67	0,5	0	2	0	3	23	10	2	14	14	0	11	0,5	12	0	11
1950	27	1,5	4	4,5	2	37	2	0	2	0	7	32,5	12	2	7,5	21	4	13	0	7	0	13
1951	24	2	4	3	2	75	1	0	10	14	6,5	25,5	26	3	10,5	5	5	17	1	7,5	0	17
1952	22	2	1,5	7	1	50	1	0	5	0	9	25,5	14	4	16	12	3	8,5	0,5	6	1,5	8,5
1953	27	1,5	1	8,5	3	50	5	33	8	31	3	17	17	3	11	20	0	12	0	8,5	4,5	12
1954	13	3	0	7,5	4	73	3	73	6,5	4	8	25,5	28	2	13	28	11	22	1	7,5	4	22
1955	17	1	1	12	1,5	67	1	33	5	17	8	19	15	0	20	21	4	14	2	8,5	3	14
1956	19	2	2	9	1,5	50	1	0	4,5	13	12	17,5	2	0	17,5	10	5	10	1	7	3	9
1957	25,5	0	1	5	1	33	2	43	6	10	13	22	12	1	12	14	2	13	1	6,5	2	13
Mtl. %	22	2	1,5	7	3	53	2	25	6	14	7	23	16	2	13	16	4	16	1	8	1,5	14
Σ	972	77	70	316	113	60	86	21	245	34	323	1012	162	22	581	91	22	41	346	75	590	63

Höchstwerte und im Herbst und Winter seine tiefsten Werte erreicht. Das Auftreten der gesamten in der Tabelle unten zusammengefaßten Mittelmeerdepressionen zeigt ein klares Maximum im Oktober, weitere hohe Werte von November bis Februar, während ihr geringstes Vorkommen in die Sommermonate fällt. 5b-Tiefdruckgebiete haben jedoch ihr Maximum im Juli und Dezember, ihr Minimum im November und

August. Die jahreszeitliche Verteilung der großräumigen Nordströmung mit der größten Häufigkeit im April und Mai und dem geringsten Vorkommen im September überrascht wenig. Die Nordost- und Ostströmung ist deutlich als winterliche Wetterentwicklung erkennbar mit den Maxima von Januar bis März und den Minima in den Sommermonaten. Die Südostströmung zeigt Spitzen im Frühjahr und Herbst und

Tab. 2
Wetterentwicklung im Alpenraum 1946—57 (%)

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr Σ
H	8	5	9	8	5	7	10,5	9,5	12	12	7	7	972
T	4	13	6,5	12	17	14	4	10	4	5	6,5	4	77
TsA	10	9	17	11	4	1	0	6	3	10	19	10	70
N	8	7	12	15	15	6	6	6	3	6	9	7	239
N+TsA	14	8	7	14	14	4	5	0	2	1	16	5	58
N+5b	0	27	10,5	5	10,5	0	10,5	5	0	5	5	21,5	19
NE	11	17	24	3	10	3	1	5	0	8	7	11	72
NE+TsA	17	15	0	9	17	2	2	0	2	21	9	6	53
E	30	8	8	13	9	4	2	2	0	6	9	9	53
E+TsA	25	23	11,5	1,5	7	5	0	0	0	13	7	7	60
SE	3	2	12	8	23	6	6	5	6	12	9	8	65
SE+TsA	4,5	19	14	10	4,5	10	0	0	0	24	14	0	21
S	6	5	10,5	6,5	10	5	6	6,5	17	6,5	10	11	211
S+TsA	15	9	9	3	3	0	0	0	6	26	20	9	34
SW	9	10	13	5	7	7,5	8	9	8	7	9	7,5	323
W	9	7,5	6	7	5	12	11,5	11	10	4	8	9	828
W+TsA	8	6	4	9	7	3	6	8	11	9	11	18	162
W+5b	13	0	4,5	9	0	0	19	4,5	19	0	9	22	22
NW	7,5	10	7,5	9	8	11,5	11	7	7,5	5	8	8	468
NW+TsA	2	5,5	8	12	12	10	8	8	11	14,5	7	3	91
NW+5b	4,5	9	0	4,5	14	27	14	0	9	9	4,5	4,5	22
H+TsA	10	15	5	2	0	0	2	2	2	40	7	15	41
G	4	5	6	9	19	11	9	17	5	5	4	6	346
K	15	10	17	7	3	3	1	0	0	3	17	24	75
Σ aller TsA	11	10	8	9	8	4	4	4	6	15,5	11,5	10	590
Σ aller 5b	7	11	5	7	8	7	15	3	10	3	7	17	60

Winter viel häufiger und mit stärkerem Gegensatz als zu anderen Jahreszeiten, zu denen der Unterschied Tiefstwerte im Winter und Sommer. Fast die gleiche jahreszeitliche Verteilung besitzt auch die Südströmung. Nur sehr geringe jahreszeitliche Schwankungen treten bei der großräumigen Südwestströmung auf, von einem verhältnismäßig tiefen Wert im April abgesehen. Die großräumige Westströmung erreicht ohne Mittelmeerdepressionen im Juni und Juli, in Zusammenhang mit einer Mittelmeerdepression im Dezember ihren Höchstwert, im Mai und Oktober ihren Tiefstwert. Die Nordwestströmung zeigt auch im Juni und Juli, zur Zeit der größten monsonalen Aktivität ihr Maximum, während sie von August bis Oktober ihr Minimum aufweist. Hochdruckeinfluß über dem Alpenraum in Verbindung mit einer Mittelmeerdepression tritt, wie alle Tiefdruckgebiete südlich der Alpen am häufigsten im Oktober und in den Wintermonaten auf, wogegen im Sommer diese Entwicklung fast völlig zurücksteht. Die gradientschwache Wetterentwicklung zeigt, wie zu erwarten war, ihren Höchstwert im Mai und August und das Minimum im Herbst und Winter. Die kombinierten Wetterentwicklungen treten dagegen vor allem in den Wintermonaten in den Vordergrund und verschwinden im Sommer nahezu ganz, denn natürlicher Weise erfolgt im Alpenraum ein Wettereinfluß aus Westen und Osten zugleich im

zwischen dem kontinentalen Hochdruckeinfluß oder der kalten östlichen Strömungsrichtung und der gegen den Kontinent vorgreifenden ozeanischen Westströmung nicht so stark oder überhaupt nicht ausgeprägt ist. Die Zusammenstellung in Tabelle 2 kann schließlich auch noch unter den Gesichtspunkten betrachtet werden, welche Wetterentwicklung durch ihr häufiges Vorkommen oder Fehlen die einzelnen Monate charakterisiert.

Zusammenfassend kann nun auf Grund vorliegender Untersuchungen gesagt werden, daß sich die jahreszeitliche Verteilung der alpinen Wetterentwicklung ganz deutlich im Großwettergeschehen widerspiegelt, womit diese Auffassung und Eingliederung der alpinen Wettervorgänge in das allgemeine Großwettergeschehen mit Hilfe dieser Klassifikation unter Beweis gestellt zu sein scheint. Außerdem decken sich die gefundenen Untersuchungsergebnisse weitgehend mit alten Erfahrungstatsachen, so daß diese Erkenntnisse der großräumigen Wetterentwicklung, das jahreszeitlich verschiedene Auftreten und die Intensität der einzelnen Aktionszentren, des Azoren- und Nordmeergebietes und der Zyklogenese über dem Ozean in ihrer Wechselwirkung nicht zuletzt auch für synoptische Mittel- und Langfristprognosen als richtungsweisende Anhaltspunkte angesehen werden können. Doch darüber soll noch an anderer Stelle berichtet werden.

6.12. Zur Bewetterung alpiner Höhlen

von

Walter Gressel

Zusammenfassung

Mit einem kurzen Überblick wird auf die grundlegenden Probleme der Höhlenmeteorologie, einem der jüngsten Teilgebiete der meteorologischen Forschung, hingewiesen und über die neuesten Untersuchungsergebnisse, den Zusammenhang zwischen der Bewetterung alpiner Höhlen und dem Großwettergeschehen, berichtet. Eine Einteilung der alpinen Höhlen erfolgt nach meteorologischen Gesichtspunkten. Die vorliegenden Erkenntnisse ergaben sich aus den bei zahlreichen Befahrungen alpiner Höhlen durchgeführten Beobachtungen und Messungen, die zu der gleichzeitig herrschenden Wetterentwicklung über dem Alpenraum in Korrelation gestellt wurden. Als Hauptuntersuchungsgebiet wurde die Eisriesenwelt des Tennengebirges bei Salzburg gewählt, in welcher die Zirkulationsverhältnisse, als größter Eishöhle der Erde, eine ganz besondere Bedeutung für den Eishaushalt besitzen.

Abstract

With a brief view is referred to the problems fundamentals from the speleometeorology, a new part of the exploration meteorological. The result show the correlation between the circulation in caves alpines his direction and intensity to the situation in the atmosphere free. The examination is interpreted from numerous observations and a classification from the caves alpines was given. The observation was made in variables caves alpines and especially in the cave of ice, the Eisriesenwelt, near Salzburg, the greatest cave of ice of the world. The circulation is very important for the iceformation in the cave.

Résumé

Un bref aperçu est donné pour interpréter les problèmes principaux de la spéléo-météorologie, un nouveau domaine de la recherche météorologique. Les résultats de nouvelles recherches sont exposés se référant aux corrélations entre la circulation météorologique dans les grottes alpines, sa direction et intensité, et l'atmosphère libre, la situation météorologique. Les nouvelles données sont interprétées moyennant des observations faites. Les observations se rapportent à la formation de glace dans quelques grottes, tout particulièrement dans la grotte, la plus grande du monde, la Eisriesenwelt près de Salzburg.

Wenn auch die Gedanken und Blicke des Meteorologen meist gegen den Himmel, bis an die Grenze der Atmosphäre und noch darüber hinaus, gerichtet sind, darf aber dennoch ein Gebiet, welches zweifelsohne auch als Teilgebiet unserer Erdatmosphäre angespro-

chen werden muß, nicht übersehen werden, nämlich die großen unterirdischen Lufträume der Höhlensysteme unserer alpinen Gebirgsmassive.

Die ersten meteorologischen Beobachtungen in Höhlen fallen bereits in die letzten Dezenien des vergangenen Jahrhunderts und wurden in der Folgezeit mit Temperatur-, Feuchtigkeits- und anderen Messungen, sowie Beobachtungen in verschiedensten Richtungen, so z. B. des Eishaushaltes, immer weiter intensiviert. Aber auch beim Tunnelbau wurden schon wiederholt Einflüsse atmosphärischer Vorgänge auf die künstlich geschaffenen, unterirdischen Räume festgestellt, die für Entlüftungsfragen von ausschlaggebender Bedeutung waren.

Auf Grund dieser Tatsachen wurden in den letzten 5 Jahren in zahlreichen Höhlen unserer Alpen, besonders aber in der Eisriesenwelt im Tennengebirge in Salzburg, dem größten Eishöhlensystem der Erde, systematische Beobachtungen und Untersuchungen angestellt, die zu dem eindeutigen Ergebnis führten, daß das allgemeine Wettergeschehen einen ganz bedeutenden Einfluß auf die Zirkulation, Bewetterung und nicht zuletzt auf den Eishaushalt der Höhlen besitzt.

Natürlich kommen für solche Einflüsse in erster Linie die großen Höhlensysteme mit 2 oder mehr Öffnungen, sei es gangbar oder nur als Luftwege, in Frage. Diese dynamischen Höhlen stehen im Gegensatz zu den statischen mit nur einer Öffnung, bei denen der Einfluß des allgemeinen Wettergeschehens nur zeitweise und nur in wesentlich geringerem Ausmaße in Erscheinung tritt. Man kann daher auf Grund dieser Tatsachen und Überlegungen vom meteorologischen Standpunkt aus gesehen die alpinen Höhlen in 3 Hauptgruppen einteilen: 1. dynamische, 2. statische und 3. statodynamische Höhlen.

Die dynamischen Höhlen stehen, wie schon erwähnt, auf Grund ihrer vielen Verbindungen durch Gänge, Schächte und Kamine zur Außenwelt in einem unmittelbaren Zusammenhang mit dem Wettergeschehen in der Atmosphäre und besitzen eine dauernde, von den Wettervorgängen abhängige Zirkulation.

Die statischen Höhlen mit nur einem Ausgang weisen dagegen nur eine zeitweilige, überwiegend auf Temperaturunterschieden beruhende Zirkulation auf und stehen somit auch nur temporär im Luftmassenaustausch mit der Außenwelt, entsprechend dem Prinzip der spezifisch leichteren und schwereren Luft. Der Einfluß der allgemeinen Wettervorgänge auf ihren Luftmassenaustausch ist gegenüber der dauernden Zirkulation in den dynamischen Höhlensystemen verhältnismäßig gering, da er größenordnungsmäßig nicht stärker vor sich geht, als es die Druckunterschiede und -schwankungen zwischen Außenwelt und Höhleninne-

ren oder lokale Sogwirkungen zulassen. Die statischen Höhlen können je nach ihrem orographischen Verlauf im Berginneren in drei Untergruppen, in warme, kalte und verschieden temperierte Höhlen gegliedert werden.

Die warmen statischen Höhlen steigen gegen das Berginnere an und der Luftmassenaustausch erfolgt zur warmen Jahreszeit. Dem Gesetz der Schwere folgend strömt bei höheren Außentemperaturen die kältere Höhlenluft aus dem Berginneren auswärts und die wärmere Außenluft je nach der Struktur der Höhle und dem Ausmaße des Temperaturgradienten mehr oder minder weit höhleneinwärts. Zur kalten Jahreszeit jedoch herrscht eine weitgehend stabile Temperaturschichtung, die nur in der Eingangsregion zeitweise durch Schwankungen bei den atmosphärischen Wettervorgängen gestört werden können.

Bei den kalten statischen Höhlen dagegen, deren System bergwärts abfällt, tritt der Luftmassenaustausch zur kalten Jahreszeit ein. Ebenfalls nach dem Prinzip der Schwere fließt die kalte Außenluft höhleneinwärts und die im Inneren ruhende wärmere und feuchte Höhlenluft entweicht im Kreislauf nach außen. Die dabei entstehenden Mischungsvorgänge zwischen warmer Höhlenluft und kalter Außenluft rufen häufig Nebelbildungen hervor, „der Berg raucht“. Diese Höhlensysteme sind die „Kältespeicher“ und weisen oftmals Eisvorkommen auf. Zur warmen Jahreszeit hingegen herrscht hier eine weitgehend stabile Luftschichtung.

Die 3. Art der statischen Höhlen besitzen auf Grund ihrer komplizierten Bauart in den einzelnen stark verzweigten und z. T. in sich geschlossenen Räumen verschiedenartige Temperaturverhältnisse.

Als 3. Hauptgruppe der Höhlen sind schließlich noch die statodynamischen Höhlensysteme anzuführen, die sowohl Teile mit dynamischen also mit dauernder Bewetterung aufweisen, als auch in anderen Teilen wieder, vor allem in Schächten, rein statischen Charakter tragen.

Um nun die Einflüsse des Wettergeschehens in dynamischen Höhlen näher erläutern zu können, sollen im Folgenden einige Beispiele aus der praktischen Erfahrung angeführt werden. Bereits 1953 konnte bei der wissenschaftlichen Erschließung des Geldloches, eines dynamischen Höhlensystems im Ötcher in Niederösterreich festgestellt werden, daß die Bewetterung dieser Höhle weitgehend von den Luftdruckänderungen, dem Gradientenfälle und den Windverhältnissen in der freien Atmosphäre abhängig sind. Es zeigte sich, daß z. B. der frontal gebundene, verschärfte Luftdruckgradient, also die prä- und postfrontalen Druckunterschiede diesseits und jenseits des Ötscherstockes im Bereich von Kaltfronten die Wetterführung im

Geldloch fast um ein Drittel ihres ursprünglichen Wertes erhöhte. Von den weiteren in anderen Höhlen durchgeführten Beobachtungen und Messungen sind besonders jene aus der Eisriesenwelt im Tennengebirge bemerkenswert, da sich in ihrem etwa Nord-Süd verlaufenden Höhlensystem die im Alpenraum herrschenden Gradientänderungen besonders gut verfolgen lassen. So z. B. verstärkt ein Nord-Süd gerichteter Gradient im Alpenraum die im Nord-Süd verlaufenden Höhlensystem höhlenauswärts gerichtete Zirkulationskomponente deutlich, während sie ein Süd-Nord-Gradient abschwächt. Umgekehrt verstärkt ein Süd-Nord-Gradient die höhleneinwärts gerichtete Komponente und schwächt die höhlenauswärts gerichtete Zirkulation je nach Intensität mehr oder minder ab. Wenn auch die Temperaturverhältnisse in einem bestimmten Ausmaß und ganz großzügig betrachtet zur warmen Jahreszeit eine höhlenauswärts und zur kalten Jahreszeit eine höhleneinwärts gerichtete Luftbewegung bewirken, so übt das allgemeine Wettergeschehen im Alpenraum doch einen weitgehenden Einfluß auf die Intensität der Bewetterung und auf die Zirkulationsumkehr von tal- zu bergwärtiger Zirkulation aus. Wenn auch die temperaturbedingten Voraussetzungen, nämlich daß die Außentemperatur nahe an die Höhlentemperatur heranreicht, gegeben sein kann, erfolgt, wie zahlreiche Beobachtungs- und Meßergebnisse beweisen, die tatsächliche Zirkulationsumkehr erst durch einen für die neue Zirkulationsrichtung zuträglichen Gradient im Alpenraum, mit anderen Worten, die Umkehr von berg- zu talwärtiger Zirkulation bei temperaturmäßig gegebenen Vorbedingungen erst, wenn im Alpenraum ein Nord-Süd-Gradient einsetzt und umgekehrt, ein Umschlag von tal- zu bergwärtiger Zirkulation nur bei sich einstellenden Süd-Nord-Gradient im Alpenraum.

Ferner bewirken auch die im Salztal auftretenden Berg- und Talwinde eine Veränderung oder Abschwächung der Höhlenzirkulation, je nachdem, ob sie gleich oder entgegengesetzt zur Höhlenwetterführung verlaufen. Welch' geringen Einfluß die Temperatur auf die Stärke der Höhlenzirkulation gegenüber anderen Wettervorgängen in der Atmosphäre besitzt, beweist einerseits, daß bei starkem Nord-Süd-Gradient und geringer Temperaturdifferenz zwischen Höhleninneren und Außenwelt die auswärts gerichtete Wetterbewegung lebhaft ist, wogegen sie an sehr warmen Tagen also bei starker Temperaturdifferenz zwischen Höhleninneren und Außenwelt bei einem bestehenden Süd-Nord-Gradient nur schwach ist. Ebenso verstärkt sich nach Sonnenuntergang, also längst nach der Zeit der höchsten Außentemperaturen die talwärts gerichtete Höhlenzirkulation bedeutend durch die Sogwirkung der taleinwärts gerichteten Windströmung, die nach Sonnenuntergang als Lokalwindssystem bei ruhiger Großwetterlage im Salztal markant ausgeprägt ist.

6.13. Die wechselseitige Beeinflussung von Seewind und Bora

von

Berislav Makjanić

(mit 5 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

In einer Untersuchung des Seewindes in Split, an der Ostküste der Adria, wurde festgestellt, daß in 22% der Fälle im Jahre 1956 der Seewind mit einer Strömung in der Höhe vom Lande zur See gleichzeitig auftrat, welche als mittlerer Wind zwischen 1600 und 3000 m über Meer definiert war. Durch die vektorielle Subtraktion des theoretisch abgeleiteten Profils der allgemeinen Strömung von dem aktuellen Windprofil in jenen Tagen, in denen Seewind und Landströmung superponiert waren, gewann man das Windprofil des „reinen“ Seewindes. Dieses Seewindprofil steht in guter Übereinstimmung mit dem theoretischen Seewindprofil. Es wurde aber entdeckt, daß die Ekman'sche Spirale, obwohl zweischichtig, keine gute Darstellung der aktuellen Bora darstellt. Deshalb hat man ein empirisches mittleres Bora-Profil aus 5 Tagen mit strenger Bora abgeleitet. In diesem Fall war die Übereinstimmung des theoretischen und empirischen „reinen“ Seewindprofils noch besser.

Abstract

In the investigation of the sea-breeze at Split, on the east coast of Adriatic, there was found that during the year 1956 in 22 per cent of cases the sea-breeze had occurred simultaneously with the upper stream directed from land to sea. The upper stream has been defined as the average wind between 1600 and 3000 m above MSL. It was possible to get the wind profile of the "pure" sea-breeze by vector subtraction of the theoretically derived profile of the general wind from the actual wind profile for the days when general wind from land and sea-breeze were superposed. This sea-breeze profile is in good accordance with the theoretical one. It was found at the same time that the Ekman spirale, although in a two layers model of the atmosphere, gave poor approximation of the actual bora profile. Therefore empirical profile of the bora wind from five days of strong bora was derived. Now the accordance between theoretical and empirical profile of the "pure" sea-breeze has been even better.

Es ist vielleicht verwunderlich, daß man auf einer Tagung für Alpine Meteorologie vom Seewind spricht, denn er ist eine Erscheinung, welche für Meeresküsten, insbesondere für die Küsten der warmen Meere, charakteristisch ist. Unser Land hat den Vorteil — für Meteorologen wenigstens —, daß hier südöstliche Ausläufer der Alpen und das Adriatische Meer in enge Berührung kommen. Auf einem großen Teil der Ost-

küste der Adria steigen die Hänge der Dinariden steil aus dem Meere bis zu einer Höhe von 1500 m und noch mehr empor. Von einer solchen Küstenkonfiguration wird eine große Verwickelung aller meteorologischen Erscheinungen verursacht. Hier kann es geschehen, daß die Küstenzirkulation (Land- und Seewind), Hangwind und die allgemeine Strömung auf der synoptischen Skala gleichzeitig auftreten. Dazu kommen lokale Effekte, welche von den Unregelmäßigkeiten der Küstenlinie und von der Terrainkonfiguration nahe an der Küste sowie auch von zahlreichen Inseln hervorgerufen werden. Diese Effekte verwickeln die Umstände noch mehr.

In diesem Referat habe ich die Absicht, einige Resultate, welche bei einer sowohl theoretischen wie auch empirischen Seewindstudie gewonnen wurden, darzustellen. Im theoretischen Teil dieser Studie war die Lösung des Systems der Differentialgleichungen des Seewindes gewonnen worden, welches sich von dem bekannten System von Defant (1950) darin unterscheidet, daß hier die Turbulenz des Momentumtransports in der Atmosphäre berücksichtigt wird anstatt der einfacheren Voraussetzung der Guldberg-Mohnschen Reibung bei Defant. Damit verbunden waren auch die Randbedingungen für die feste Grenze (Erdoberfläche) verbessert. Auf diese Weise gelang es, zwei Seewindmodelle zu bekommen, und zwar eines mit verschwindendem Wind an der festen Grenze und das andere mit zweischichtiger Atmosphäre. In diesem letzten Fall gelang freilich die analytische Lösung nun für die obere Schicht (oberhalb 100 m). Die zweischichtige Lösung ergab eine bessere Annäherung des realen Seewindes.

Beim Versuch, mittels der Höhenwindmessungen in Split im Jahre 1956 die Theorie zu verifizieren, entdeckte man, daß der Seewind fast immer einer allgemeinen Strömung auf der synoptischen Skala superponiert war. Es war deshalb notwendig, eine Methode zu finden, nach der man den Seewind von der allgemeinen Strömung trennen konnte, um ihn in reiner Form zu bekommen, welche dann mit dem theoretischen Seewind vergleichbar wäre.

Am einfachsten war es anzunehmen, daß beide Strömungen, sowohl der Seewind als auch die allgemeine Strömung, aufeinander keinen Einfluß ausübten, das heißt, daß sich diese Strömungen nach dem Prinzip der Superposition der Bewegungen addieren. Das ist freilich nur in erster Approximation richtig, aber für kompliziertere Voraussetzung bestanden keine Unterlagen, da einerseits die allgemeine Strömung als stationär gewonnen worden war und andererseits beim

Ableiten des theoretischen Seewindes die advektiven Glieder der Beschleunigung vernachlässigt worden waren.

Demgemäß ging man auf folgende Weise weiter. Alle Höhenwinddaten an den Seewindtagen wurden in vier Gruppen geteilt je nach der Windrichtung in der Höhe über 1600 m. Bei dieser Analyse wurde bemerkt, daß die Windrichtung in der Schicht von 1600 bis 3000 m ziemlich konstant war. Darum hat man den mittleren Wind in dieser Schicht als die mittlere allgemeine Strömung in jeder der vier obengenannten Gruppen genommen. Diese vier Gruppen waren:

- a) Allgemeine Strömung vom Land aus NE,
- b) Allgemeine Strömung vom Meer aus SW,
- c) Allgemeine Strömung entlang der Küste von SE,
- d) Allgemeine Strömung entlang der Küste von NW.

Insgesamt betrachtete man 78 Seewindtage. Auf den Seewind mit allgemeiner Landströmung entfallen dabei 17 Tage oder 22% der Fälle.

Die Windverteilung der Höhe nach in diesen Tagen um 16 Uhr wird auf Abb. 1 mittels der Komponenten u (senkrecht zur Küste) und v (parallel zur Küste) dargestellt. Man sieht, daß im Mittel die allgemeine Strömung oberhalb 1600 m eine Stärke von $u = 5$ m/sec und $v = 0$ m/sec hat.

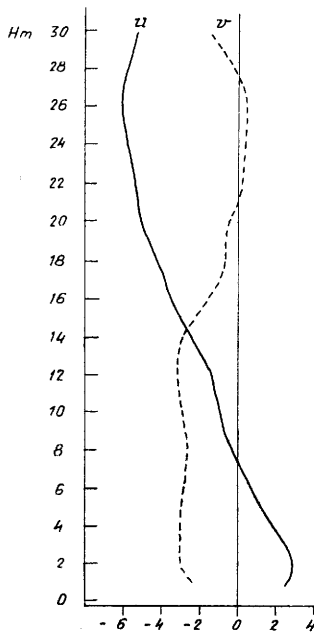


Abb. 1

Wahres mittleres Windprofil um 16 Uhr an 17 Tagen mit Seewind und Landströmung (Split 1956)

Mit diesen abgerundeten Werten für die Geschwindigkeit des geostrophischen Windes kann man aus den entsprechenden Formeln die Höhenverteilung der allgemeinen Strömung unter der Voraussetzung, daß die Reibung turbulent und die Atmosphäre zweischichtig ist (in numerischen Rechnungen war die Dicke der unteren Schicht 100 m). Diese Höhenverteilung wird auf Abb. 2 gezeigt. Falls man nun das Prinzip der Superposition der Bewegungen anwendet und das Profil Abb. 2 von dem Profil Abb. 1 subtrahiert, bekommt man den reinen Seewind. Inwieweit dieses Verfahren gelungen ist, sieht man auf Abb. 3. Auf derselben wird auch die Höhenverteilung des theoretischen Seewindes aufgetragen, doch nur für den Fall, daß der maximale Land-Meer-Temperaturunterschied

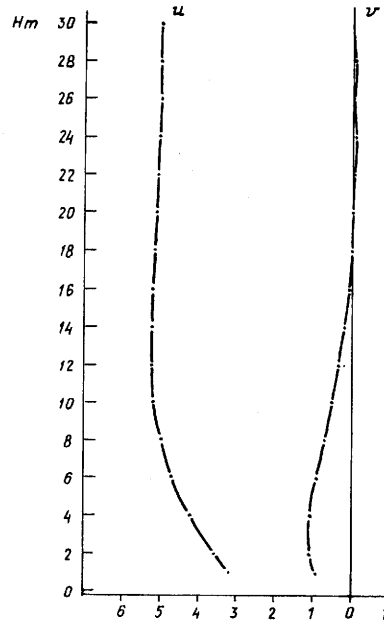


Abb. 2

Theoretisches Windprofil einer stationären Strömung

1° C beträgt. Wie man sieht, kann man die Übereinstimmung, besonders die qualitative, als befriedigend bezeichnen.

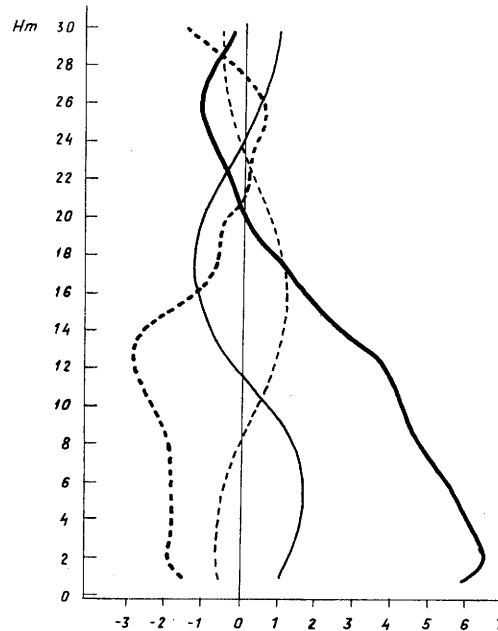


Abb. 3

Halbempirisches (dicke Linien) und theoretisches (dünne Linien) Seewindprofil

In Split hat die allgemeine Strömung der Terrainkonfiguration wegen meistens katabatischen Charakter, das heißt, es handelt sich fast immer um einen Wind des Boratypus. Ob dieser katabatische Wind manchmal einen Charakter des Föhn hat, wurde bisher nicht untersucht. Wegen der orographischen Einflüsse kann man erwarten, daß die allgemeine Strömung dem vorausgesetzten Windprofil nicht folgt. Um dies zu zeigen, wurden aus den im Jahre 1956 durchgeführten Beobachtungen neun Pibal-Aufstiege innerhalb von fünf Tagen gewählt, und zwar an Tagen an denen in Split die Bora den ganzen Tag wehte und

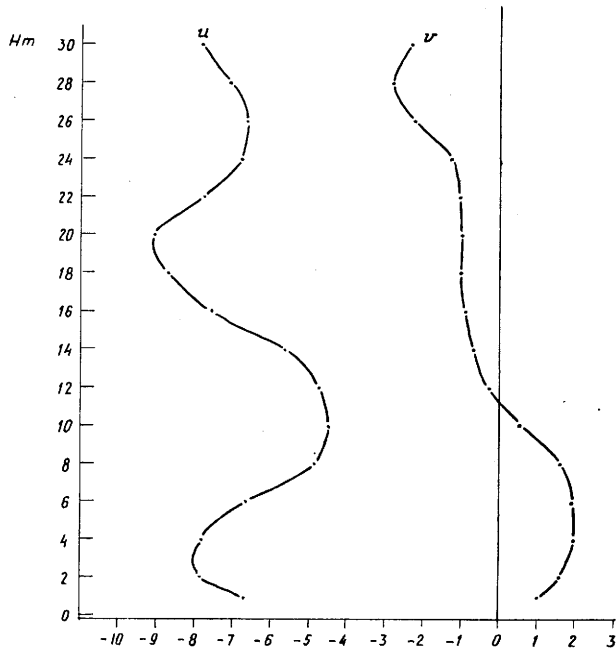


Abb. 4
Wahres mittleres Boraprofil aus 5 Tagen (Split 1956)

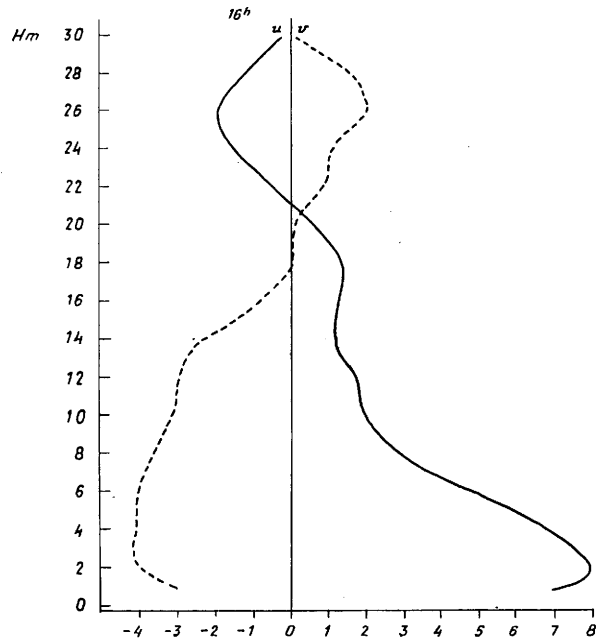


Abb. 5
Seewindprofil als Differenz der Profile des wahren Windes (Seewindtage) und der Bora

die Boraschicht wenigstens 3000 m betrug. Für diese Tage berechnete man das mittlere Windprofil wie auf Abb. 4. Man sieht, daß wesentliche Abweichungen dieses Profils von dem theoretischen der Abb. 2 auftreten.

Falls man nun dieses wahre Boraprofil, unbedeutend geglättet, auf den Wert des geostrophischen Windes von $u = 5$ m/sec umrechnet und dann von dem wahren Windprofil für die Seewindtage mit allgemeiner Landströmung abzieht, bekommt man das Profil des reinen Seewindes auf Abb 5.

Das Seewindprofil der Abb. 5 ist rein empirisch und zeigt einige Differenzen gegenüber dem Profil der Abb. 3, welches als halbempirisch bezeichnet werden kann.

Wenn man den Seewind außer acht läßt, kann man, was die Bora betrifft, sagen, daß sein Profil mittels Vertikalverteilung der stationären Strömung nicht gut dargestellt wird. Die Gründe dafür sind zweifellos in den Tatsachen zu suchen, daß erstens die Bora ein

katabatischer Wind und zweitens sie nicht stationär ist. Das kann man auch daraus schließen, daß es sommerliche Tage gibt, wenn morgens (um 7 Uhr) und abends (um 21 Uhr) die Bora mit einer Stärke von mehr als 10 m/sec weht, und sich doch im Laufe des Tages ein schwacher Seewind (1—2 m/sec) durchsetzt. Der Seewind könnte sich nicht durchsetzen, wenn die Borageschwindigkeit im Laufe des Tages die gleiche bliebe wie morgens und abends. Sie muß deshalb im Laufe des Tages kleiner sein.

Dieser kurze Abriss der Seewind-Bora-Beziehungen entstand als ein Nebenprodukt bei der Seewinduntersuchung. Ich bin aber der Meinung, daß es von Vorteil sein kann, das Auditorium mit diesen Resultaten bekannt zu machen, obwohl diese noch immer nur vorläufige Schritte zum Verständnis der Verhältnisse dieser zwei lokalen meteorologischen Erscheinungen darstellen, und welchem Verhältnisse vielleicht nicht genügend Achtung beigemessen worden war.

6.14. Interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur auf dem Kopaonik (1710 m)

von

Katharina Milosavljević

(mit 4 Abbildungen und 7 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Auf Grund der Tagesmitteltemperaturen für den Kopaonik (1710 m) und fünf Stationen, welche sich auf verschiedenen Seiten dieses Gebirges befinden, ist die interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur berechnet. Neben den statistischen Werten der interdiurnen Veränderlichkeit wurden ebenfalls alle Fälle mit Abkühlungen und Erwärmungen, welche $\geq 6^{\circ}$ betragen, das Wetter und die Großwetterlage durchforscht.

Abstract

On the basis of the mean daily temperatures for Kopaonik (1710 m) and five other stations, located on different sides of this mountain, are calculated the interdiurnal variabilities of the temperature. Besides the statistical values of the interdiurnal variability also the occasions with cooling and warming, which were $\geq 6^{\circ}\text{C}$, the weather and the general meteorological situation are studied.

Résumé

A la base des températures moyennes quotidiennes pour Kopaonik (1710 m) et cinq autres stations, situées aux différents versants de cette montagne, ont été calculé les variations interdiurnes de la température. Apart des valeurs statistiques de la variation interdiurne ont été aussi étudié tous les cas de refroidissements et réchauffements, qui avaient la valeur de $\geq 6^{\circ}$, de même que le temps et la situation météorologique générale.

Die interdiurne Veränderlichkeit der Lufttemperatur ist eine der Bezeichnungen der Veränderlichkeit der Temperatur von einem Tag zum anderen und dient zur Beurteilung des Klimas. Beim normalen Tagesgang der Temperatur hat die interdiurne Veränderlichkeit einen kleinen Wert, die weil sprunghafte Wetterveränderungen ihren Wert bedeutend vergrößern. Das Verhältnis der interdiurnen Veränderlichkeit der Lufttemperatur mit Kaltluftenbrüchen ist als ein Klimaelement von großer Bedeutung. Ein orographisches Hindernis, d. h. ein Gebirge ist ein Klimafaktor, welches die Intensität der Kalt- oder Warmluftenbrüche verkleinern kann, und auf diese Weise auch die interdiurne Veränderlichkeit der Lufttemperatur. Das Gebirge hat manchmal ein Beschirmungseffekt, und verursacht Unterschiede bei der interdiurnen Veränderlichkeit der Temperatur bei Orten, welche eine verschiedene Exposition in Beziehung zu ihm haben.

Die interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur ist in der meteorologischen Literatur öfters bearbeitet worden. Hier werden einige Autoren genannt: Vujević (1), Schmauss (2), Pao-Kun Chang (3), R. Aniol (4) usw.

In dieser Arbeit wird die interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur für das Gebirge Kopaonik (1710 m) und fünf benachbarte meteorologische Stationen, welche sich auf verschiedenen Seiten von diesem Gebirge befinden, analysiert. Als Ausgangsmaterial wurden die im Archiv der Klimaabteilung des Hydro-meteorologischen Instituts Serbiens vorliegenden Tagesmitteltemperaturen für die Jahre 1950 bis 1957 verwendet. Die Verteilung der meteorologischen Stationen in diesem Gebiet ist in der Abbildung 1 dargestellt, und es umfaßt folgende Stationen: Kopaonik 43°17' N, 20°48' E, H 1710 m; Novi Pazar 43°08', 20°31', H 543 m; Kosovska Mitrovica 42°53' N, 20°52' E, H 526 m; Kuršumlija 43°08' N, 21°16' E, H 380 m; Aleksandrovac 43°27' N, 21°04' E, H 359 m; und Kraljevo 43°44' N, 20°41' E, H 218 m.

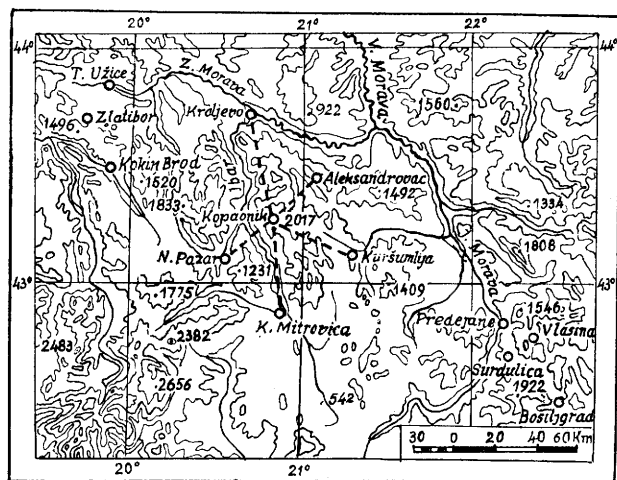


Abb. 1

Verteilung der meteorologischen Stationen im Kopaonikgebiet

Interdiurne Veränderlichkeit der Lufttemperatur

Die mittlere interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur ist in der Tabelle 1 dargestellt. Alle Stationen im Kopaonikgebiet haben ähnliche Werte, deren jährlicher Gang das Resultat der geographischen Situation und des kontinentalen Charakters dieses Gebietes ist.

Die größten Werte erscheinen beim Kopaonik, aber für diese Station muß betont werden, daß sich hohe Werte ($\geq 2,0^{\circ}$) im ganzen Jahresgang erhalten, während sie bei den anderen Orten nur vom Dezember bis Mai

erscheinen. Die absolut größten Werte sind im ganzen Gebiet in den Wintermonaten Januar und Februar und die absolut kleinsten größtenteils im Oktober und nur bei zwei Stationen im Mai und Juli.

Tab. 1
Interdiurne Veränderlichkeit der Lufttemperatur im Kopaonikgebiet (1950—1957)

Stationen	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr	Ampl.
Kopaonik	2,6	2,6	2,3	2,0	1,8	2,0	2,1	2,2	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	0,8
Novi Pazar	2,5	2,4	1,9	1,7	1,9	1,8	1,8	1,8	1,7	1,6	1,8	2,1	1,9	0,9
Kosovska Mitrovica	2,0	2,5	2,1	2,1	2,1	1,7	1,8	1,8	1,7	1,6	1,8	1,9	1,9	0,9
Kuršumlija	2,3	2,5	2,2	2,0	2,1	1,9	1,4	1,8	1,8	1,7	1,9	2,1	2,0	1,1
Aleksandrovac	2,2	2,4	2,2	1,9	2,2	1,8	1,9	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	2,0	0,6
Kraljevo	2,2	2,5	2,3	2,1	2,0	1,9	1,9	1,9	1,8	1,7	1,9	2,0	2,0	0,8
Für das ganze Gebiet	2,30	2,68	2,17	1,97	2,02	1,85	1,82	1,88	1,82	1,75	1,92	2,03	2,00	

Um ein genaueres Bild vom Charakter der interdiurnen Veränderlichkeit in diesem Gebiet zu bekommen, wurden zunächst für zwei Stationen Auszählungen der gesamten interdiurnen Veränderlichkeiten nach 2° -Intervallen durchgeführt, und zwar für Kopaonik mit der höchsten und Kraljevo mit der niedrigsten Seehöhe. Diese Daten sind in der Abb. 2 dargestellt. Diese zwei Kurven zeigen den Unterschied zwischen den beiden Orten: die Form der beiden Kurven ist ähnlich. Das Maximum ist bei den positiven Veränderlichkeiten, aber der Unterschied zwischen den beiden Orten ist groß. Bei manchen Intervallen sind die Häufigkeiten gleich, aber bei den größeren Werten der Veränderlichkeit erschienen wieder große Unterschiede. Die gesamte Häufigkeit für Abkühlungen und Erwärmungen für die zwei Stationen zeigt gleiche Werte.

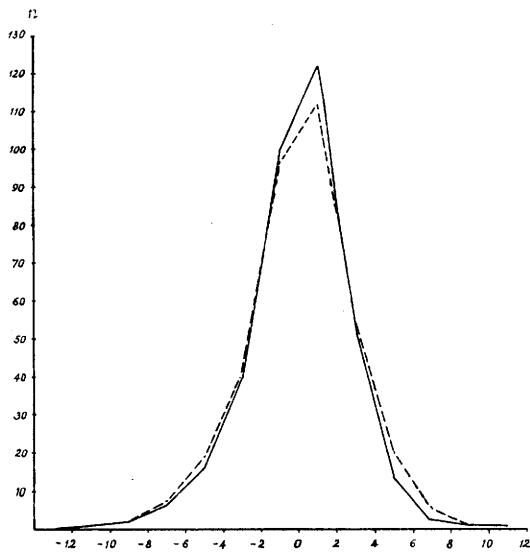


Abb. 2
Häufigkeit der interdiurnen Veränderlichkeit der Temperatur von 2° -Intervallen für Kopaonik (— — —) und Kraljevo (—), in Tagen (n), (1950—1957)

Eine fernere Analyse für die beiden Orte ist durch kumulative Häufigkeiten durchgeführt und in Abb. 3 und 4 dargestellt. Diese ausführlichen Analysen haben

gezeigt, daß der Charakter der interdiurnen Veränderlichkeiten bei diesen zwei Stationen mit den lokalen Verhältnissen dieser beiden Orte fest verbunden ist.

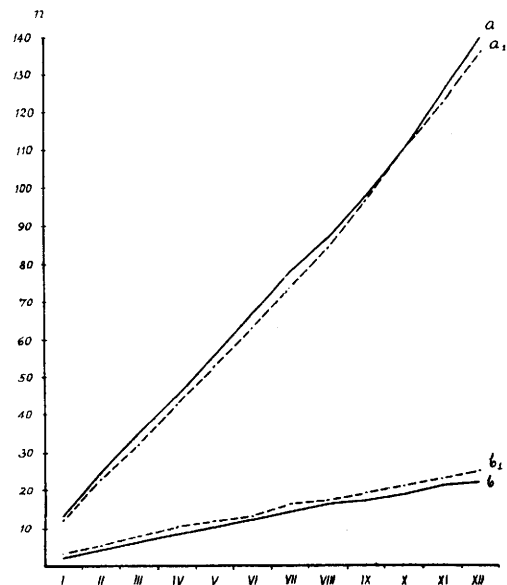


Abb. 3
Kumulative Häufigkeiten der negativen interdiurnen Veränderlichkeiten der Temperatur für Kopaonik und Kraljevo, in Tagen (n)

- a — für Klassenintervalle von $-0,1$ bis $-4,0^{\circ}$ Kraljevo
- a₁ — für Klassenintervalle von $-0,1$ bis $-4,0^{\circ}$ Kopaonik
- b — für Klassenintervalle von $-4,1$ bis $-8,0^{\circ}$ Kraljevo
- b₁ — für Klassenintervalle von $-4,1$ bis $-8,0^{\circ}$ Kopaonik

Es wurden ferner auch Häufigkeiten der Werte der Abkühlungen und Erwärmungen nach Jahreszeiten ausgerechnet. Diese Daten zeigen, daß im Winter die relative Häufigkeit der Abkühlungen bis 7% größer als die der Erwärmungen ist, daß aber die Abkühlungen auf dem Kopaonik wegen des Gebirgseinflusses gleich den Erwärmungen sind. Im Frühling und Sommer ist bei allen Orten die Häufigkeit der Erwärmungen um 11 bis 18% höher als die der Abkühlungen. Im Herbst ist die Verteilung der Abkühlungen und Erwärmungen gleich.

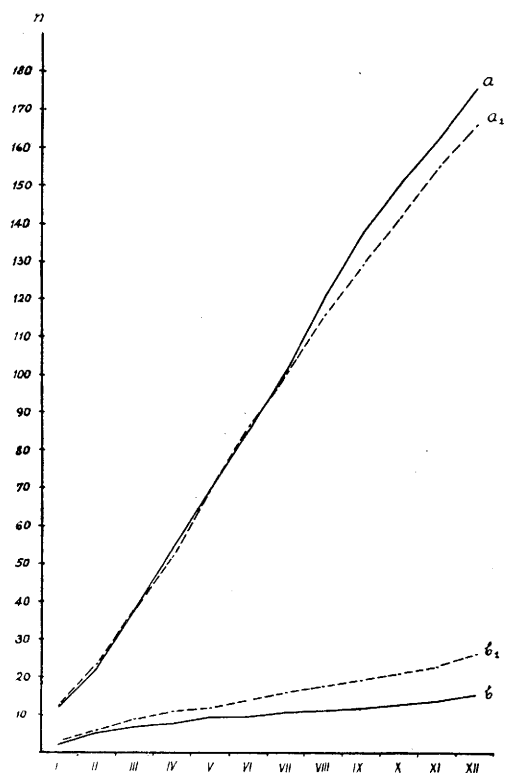


Abb. 4

Kumulative Häufigkeiten der positiven interdiurnen Veränderlichkeiten der Temperatur für Kopaonik und Kraljevo, in Tagen (n)

- a — für Klassenintervalle von 0,1 bis 4,0° Kraljevo
- a₁ — für Klassenintervalle von 0,1 bis 4,0° Kopaonik
- b — für Klassenintervalle von 4,1 bis 8,0° Kraljevo
- b₁ — für Klassenintervalle von 4,1 bis 8,0° Kopaonik

Nicht nur die Häufigkeiten, sondern auch positive und negative Veränderlichkeiten wurden nach Jahreszeiten berechnet. Die Mittelwerte der Erwärmungen

sind im Winter um 0,2 bis 0,4⁰ höher als die der Abkühlungen, obwohl sie in dieser Jahreszeit seltener vorkommen. Im Frühling und Sommer sind die mittleren Werte der Abkühlungen höher als die der Erwärmungen, obwohl das Verhältnis zwischen den Häufigkeiten dieser Werte umgekehrt ist. Diese höheren Werte der Abkühlungen im warmen Teil des Jahres erscheinen wegen der häufigen Kaltlufteinbrüche in diesem kontinentalen Gebiet. Im Herbst erscheinen höhere Werte bei den Abkühlungen, obwohl die Häufigkeiten der beiden Elemente fast gleich sind.

Die Mittelwerte der absoluten Abkühlungen und absoluten Erwärmungen sind in der Tabelle 2 dargestellt. Die Werte der absoluten Abkühlungen und Erwärmungen sind auch für jeden Ort separat bearbeitet worden und in die Tabelle 3 eingetragen.

Die höchsten Mittelwerte der Abkühlungen erscheinen im Winter, obwohl sehr hohe Werte auch in den anderen Jahreszeiten vorkommen können. Derselbe Fall ist auch bei den absoluten maximalen Werten der Abkühlungen (Tab. 3), welche mit einem hohen Betrag im ganzen Jahresgang erscheinen. Diese hohen Werte der Abkühlungen haben sich auch bei den Analysen der Mittelwerte nach den Jahreszeiten gezeigt. Die Mittelwerte der Erwärmungen haben eine Regelmäßigkeit bei allen Orten, und zwar die höchsten Werte erscheinen im Februar und die niedrigsten in den Sommermonaten. Wenn man die Amplitude der mittleren absoluten Erwärmung für das ganze Gebiet analysiert, dann sieht man, daß sie am Kopaonik am kleinsten und bei den Stationen im Südwesten und Süden am größten ist. Das ist wieder ein Beweis, daß die Warmlufteinbrüche für dieses Gebiet im Winter von Bedeutung sind, und daß sie im südlichen Teil am besten zum Ausdruck kommen. Die absoluten Erwärmungen erscheinen ebenfalls wie die Mittelwerte im Februar und auf dem Kopaonik im November. Obwohl die absoluten Werte der Erwärmungen höher als die der Abkühlungen sein können, zeigt der Jah-

Tab. 2
Mittlere absolute Abkühlung und mittlere absolute Erwärmung im Kopaonikgebiet (1950 — 1957)

Stationen	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ampl.
Mittlere absolute Abkühlung													
Kopaonik	8.0	6,6	6,6	5,7	6,0	5,4	7,0	7,7	6,5	6,6	8,0	5,5	2,6
Novi Pazar	6,4	7.1	5,7	6,0	6,2	6,4	5,9	6,3	5,2	6,9	6,6	5,4	1,6
Kosovska Mitrovica	6,8	7,0	6,7	6,2	5,7	5,1	6,2	7.8	5,4	6,1	7,5	6,1	2,7
Kuršumlija	7,6	6,9	6,4	7,5	7.8	5,6	4,5	6,0	7,0	5,1	6,8	5,8	3,3
Aleksandrovac	7.2	6,7	6,8	7.2	7,1	5,4	6,8	6,6	6,9	5,8	7,1	5,6	1,8
Kraljevo	7.7	7,2	6,5	7,4	6,4	6,0	6,4	7,4	7,3	5,0	6,5	5,2	2,7
Mittlere absolute Erwärmung													
Kopaonik	6,6	6.7	5,5	5,5	4,8	4,8	5,5	5,5	6,3	6,6	5,2	6,5	1,9
Novi Pazar	7,2	9.8	4,6	5,1	4,9	5,1	4,4	3.6	3,7	4,5	4,3	6,4	6,2
Kosovska Mitrovica	6,0	9.1	5,7	6,0	4,9	4,1	3.9	4,1	5,3	4,6	4,7	5,6	5,2
Kuršumlija	6,1	8.5	6,0	5,9	5,8	3,9	4,0	4,0	4,3	5,0	5,1	6,5	4,6
Aleksandrovac	5,6	7.3	6,3	5,0	5,0	4,7	4,4	4.3	4,4	4,9	4,7	6,0	3,0
Kraljevo	6,3	8.5	6,2	5,2	4,4	4,4	3,8	3.8	4,0	4,5	4,2	6,4	4,7

Tab. 3
Absolute maximale Abkühlung und absolute maximale Erwärmung im Kopaonikgebiet
(1950 — 1957)

Stationen	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ampl.
Absolute maximale Abkühlung													
Kopaonik	11,9	9,5	9,6	8,3	9,4	9,5	11,6	10,0	11,9	10,8	14,5	8,0	6,2
Novi Pazar	10,1	9,2	9,7	9,6	10,8	14,0	8,4	8,8	8,2	9,1	10,4	7,7	6,3
Kosovska Mitrovica	12,8	7,9	10,2	10,4	8,2	7,0	7,4	12,9	9,0	9,0	9,6	9,6	5,9
Kuršumlija	11,2	12,5	8,4	12,2	10,1	8,1	7,4	8,7	7,8	7,5	9,6	8,2	5,1
Aleksandrovac	13,4	9,6	11,5	15,0	10,2	10,0	9,9	10,5	8,8	8,6	12,5	9,3	6,4
Kraljevo	11,1	9,6	10,7	12,5	9,9	10,6	9,8	14,0	11,0	6,8	10,2	7,8	7,2
Absolute maximale Erwärmung													
Kopaonik	8,5	9,1	7,4	8,0	6,4	6,1	6,4	9,8	9,0	7,9	7,4	12,1	6,0
Novi Pazar	9,6	15,6	5,7	6,1	7,4	12,8	7,4	5,5	5,1	6,3	7,0	8,1	10,5
Kosovska Mitrovica	7,9	14,0	11,8	10,1	6,1	6,4	4,6	4,9	11,6	5,5	10,3	6,2	9,4
Kuršumlija	8,3	12,7	10,8	9,0	7,2	4,9	6,2	5,5	6,9	9,2	9,7	9,0	7,8
Aleksandrovac	9,3	11,2	10,0	8,0	6,1	6,1	6,7	7,6	9,5	8,1	8,4	8,8	5,1
Kraljevo	8,9	11,8	12,0	6,6	6,1	7,0	5,1	4,7	6,3	7,2	7,3	9,6	7,3

resgang dieser Werte, daß sie im allgemeinen viel niedriger als die Abkühlungen sein können.

Neben den Werten der interdiurnen Veränderlichkeit wurden auch die nacheinanderfolgenden Tage der Abkühlungen und Erwärmungen bearbeitet, um die

durchschnittliche Länge der Dauer zu bekommen. Eintagerperioden sind dabei nicht eingerechnet worden, sondern nur Perioden ≥ 2 Tage. Die Resultate dieser Bearbeitung für das ganze Gebiet sind in der Tabelle 4 dargestellt.

Tab. 4
Mittlere Zahl der Tage mit Abkühlungen und Erwärmungen im Kopaonikgebiet (1950 — 1957)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Abkühlungen	3,1	2,8	2,7	2,7	2,6	2,6	2,7	2,6	2,7	2,8	3,4	3,3
Erwärmungen	2,9	2,6	3,3	3,2	3,0	3,1	3,1	3,1	2,9	2,9	3,0	2,9

Der Jahresgang der mittleren Periodendauer für die beiden Elemente hat einen regelmäßigen Lauf. Vom November bis Januar sind die größten Längen der Perioden der Abkühlungen und vom März bis August die der Erwärmungen. Die absoluten Längen sind ebenfalls bearbeitet worden. Die längsten Perioden der Abkühlungen (10 Tage) erschienen am Kopaonik und in Kraljevo im November und Dezember und die der Erwärmungen (13 Tage) in den Frühlings- und Sommermonaten, in welchen die interdiurne Veränderlichkeit der Erwärmungen nicht so große Werte hat.

Typische Fälle der Abkühlungen und Erwärmungen

Außer den vorne angeführten Bearbeitungen der interdiurnen Veränderlichkeiten der Temperatur wurden auch Tage ausgesondert, an welchen bei mehr als

nur bei einer Station die Abkühlung bzw. Erwärmung den Wert von $\geq 6^{\circ}\text{C}$ hatten. Während der achtjährigen bearbeiteten Periode sind auf diese Weise 192 Fälle der starken Abkühlungen und 135 Fälle der starken Erwärmungen auserlesen worden. Für jeden der 327 Tage wurde das Wetter und die Großwetterlage, welche die Bedingung für den Temperaturrückgang oder Temperaturanstieg gegeben haben, analysiert. Obwohl die bearbeitete Periode nicht lang ist, stellen die Resultate dieser Untersuchungen einen Beitrag zur Lösung dieses Problems im Kopaonikgebiet dar.

Um eine Übersicht der Abkühlungen und Erwärmungen $\geq 6^{\circ}\text{C}$ nach Dekaden im Jahresgang zu bekommen, sind Häufigkeiten berechnet und in der Tabelle 5 dargestellt.

Tab. 5
Häufigkeit der starken Abkühlungen und Erwärmungen nach den Dekaden
im Kopaonikgebiet, (1950 — 1957), in Tagen

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr																								
Abkühlungen																																				
6	10	8	5	11	5	3	6	10	5	5	5	4	5	6	2	4	4	5	4	3	3	5	5	4	12	5	5	1	4	7	5	10	3	4	3	192
Erwärmungen																																				
5	9	10	8	11	4	6	4	6	1	3	4	1	2	6	2	4	.	2	3	2	.	3	2	4	2	1	4	6	.	2	5	4	6	3	135	

Die Werte der Häufigkeit zeigen, daß die starken Abkühlungen, wie auch die starken Erwärmungen auf gewisse Teile des Jahres gruppiert sind.

Um eine genetische Charakteristik zu bekommen, wurden für jeden von den 327 Tagen mit starken Ab-

kühlungen bzw. Erwärmungen die Großwetterlage nach dem Katalog der Großwetterlagen, welcher für Ungarn G. Petzely ausgearbeitet hat (5), ausgesondert. Statistische Werte der Großwetterlagen der Abkühlungen sind in der Tabelle 6 dargestellt.

Tab. 6
Häufigkeit der Großwetterlagen während starker Abkühlungen
(Temperaturrückgänge $\geq 6^{\circ}\text{C}$) im Kopaonikgebiet (1950 — 1957)

Großwetterlagen Monate	zC	As	Aw	mCw	mCc	AB	A	Ae	CMw	CMc	C	An	AF
I	2	.	3	.	2	1	5	2	1	1	.	4	3
II	1	.	2	1	4	.	.	2	1	7	.	2	1
III	.	1	1	2	3	.	.	4	.	1	.	7	.
IV	.	.	1	.	3	3	2	1	.	1	1	2	1
V	.	.	6	1	4	.	1	.	1	1	.	1	.
VI	.	.	6	.	1	.	1	.	.	.	1	1	.
VII	.	.	5	.	4	1	1	1	.
VIII	2	.	7	.	4
IX	.	1	10	.	2	3	.	1	.	1	1	1	1
X	2	.	3	.	.	1	2	.	.	.	1	.	1
XI	.	.	5	.	2	1	1	2	1	3	1	4	2
XII	1	.	1	.	3	1	1	3	.
Jahr	7	2	49	4	30	9	13	12	7	17	7	26	9

Die Bezeichnungen der Großwetterlagen sind nach dem vorne angeführten Katalog, welcher auch für unser bearbeitetes Gebiet gebraucht werden kann, genommen. Der Autor dieses Kataloges hat 13 Bezeichnungen der Großwetterlagen eingeführt. Sie beziehen sich auf Luftzirkulationsformen der gemäßigten Zone und sind in folgende Grundtypen eingeteilt worden: westliche Zonalströmung, meridionale Strömung und östliche Zonalströmung. Lagen der westlichen Zonalströmung sind: zC zonale, zyklonale Steuerung, As Antizyklone im Süden, Aw vom Westen her vorstoßende Antizyklone. Lagen, welche sich auf die meridionale Strömung beziehen, umfassen folgende Wettertypen: mCw meridional-zyklonale Vorderseitenströmung mit einer Warmfront, mCc meridional zyklonales Rückseiten-Strömungssystem mit Kaltfronten, AB Antizyklone über Großbritannien oder über der Nordsee, A Antizyklonenzentrum oder Divergenz über Mitteleuropa, Ae Antizyklone im Osten, CMw Strömungssystem mit einer Warmfront an der Vorderseite der mediterranen Zyklone, CMc Strömungssystem mit Kaltfronten an der Rückseite der mediterranen Zyklone, und C Zyklonenzentrum über Mitteleuropa.

Lagen der östlichen Zonalströmung sind folgende: An nördliche Antizyklone und AF Antizyklone über Fennoskandinavien.

Daten aus der Tabelle 6 zeigen, daß die starken Abkühlungen meist bei sechs Großwetterlagen erscheinen, welche 76% aller Fälle umfassen. Diese Tabelle zeigt auch die jährliche Verteilung der Häufigkeiten. Für jeden Tag sind ausführliche Analysen der interdiurnen Veränderlichkeit und des Wetters durchgeführt. Hier werden die erhaltenen Resultate zusammenfassend dargestellt.

Die vom Westen her vorstoßende Antizyklone (Aw) verursachte im Winter und in allen anderen Jahreszeiten die größten Temperaturrückgänge, oft bei allen Stationen, aber der größte ist auf dem Gebirge Kopaonik und bei Stationen im Norden und Nordosten gewesen. Das Wetter ist oft von Niederschlag begleitet. Meridional zyklonales Rückseiten-Strömungssystem mit Kaltfronten (mCc) verursachte häufig Temperaturrückgänge im wärmeren Teil des Jahres, welche von Niederschlag begleitet sind. Die größten Rückgänge waren ebenfalls auf dem Kopaonik und

den Stationen vom Norden und Nordosten. Die nördliche Antizyklone (An) ist ebenfalls für starke Temperaturrückgänge mit Niederschlag charakteristisch. Starke Temperaturrückgänge erschienen bei starken Kaltluftereinbrüchen im ganzen Gebiet und oft nur auf dem Kopaonik und den Orten im Norden und Nordosten. Das Strömungssystem mit Kaltfronten an der Rückseite der mediterranen Zyklone (CMc) hat ebenfalls Temperaturrückgänge verursacht, aber am häufigsten bei Orten mit niedriger Seehöhe. Diese Temperaturrückgänge sind oft von Niederschlag begleitet. Während der Herbst- und Wintermonate verursachte das Antizyklonenzentrum über Mitteleuropa (A) starke Temperaturrückgänge. Während dieser Großwetterlage ist die kalte Luftmasse oft seicht gewesen und die Abkühlungen haben nicht Kopaonik erreicht, die Temperaturrückgänge sind meist bei den Orten im Norden und Nordosten zum Ausdruck gekommen. Große Temperaturrückgänge erschienen in diesem Gebiet auch bei der Antizyklone im Osten (Ae). Das

Wetter ist während dieser Tage ohne Niederschlag gewesen und der Wind Koschawa hat in Kraljevo, und ein östlicher Wind mittlerer Stärke auf dem Kopaonik, geweht.

Wie man aus den vorne angeführten Analysen sieht, hängt der Wert des Temperaturrückganges auf Stationen mit verschiedener Exposition in Beziehung zum Kopaonik, welcher die Richtung Nord-Süd hat, von den Eigenschaften der Luftmasse, ihrer Richtung und dem orographischen Einfluß dieses Gebirges ab. Starke Temperaturrückgänge bei antizyklonalen Großwetterlagen erschienen entweder bei allen Orten in diesem Gebiet, oder nur bei denen im Norden, Nordosten und auf dem Kopaonikgebirge selbst.

Häufigkeiten der starken Erwärmungen sind auch separat bearbeitet worden und in der Tabelle 7 dargestellt. Diese Tabelle zeigt auch, daß sechs Großwetterlagen 79% aller Fälle der starken Erwärmungen umfassen.

Tab. 7
Häufigkeit der Großwetterlagen während starker Erwärmungen (Temperaturanstiege $\geq 6^{\circ}\text{C}$) im Kopaonikgebiet (1950 — 1957)

Großwetterlagen Monate	zC	As	Aw	mCW	mCc	AB	A	Ae	CMw	CMc	C	An	AF
I	1	.	2	3	3	.	8	2	2	.	.	2	1
II	2	1	.	7	1	1	1	3	4	.	.	.	3
III	1	.	.	3	1	1	4	2	2	.	.	1	1
IV	.	1	2	1	.	.	1	1	1	.	.	1	.
V	1	1	1	1	.	2	2	1
VI	.	.	.	1	1	.	1	1	.	.	.	2	.
VII	.	.	2	1	.	.	2
VIII	1	.	2	1	.	.	1
IX	.	2	1	.	.	.	2	2	1
X	.	.	.	1	.	.	2	6	1	1	.	.	.
XI	2	1	.	1	.	.	2	1
XII	4	.	1	5	.	.	1	1	1
Jahr	12	6	11	25	6	4	27	20	12	1	.	6	5

Das Antizyklonenzentrum über Mitteleuropa (A) verursachte den größten Temperaturanstieg auf dem Kopaonik in allen Jahreszeiten. Meridional-zyklonale Vorderseitenströmung mit einer Warmfront (mCW) verursachte ebenfalls großen Temperaturanstieg und zwar am häufigsten im kälteren Teil des Jahres, nur trat der starke Temperaturanstieg an Orten mit kleiner Seehöhe und selten auf dem Kopaonik auf. Während der Antizyklone im Osten (Ae) gab es einen Temperaturanstieg auf dem Gipfel Kopaonik und manchmal nur auf vereinzelt Stationen aus diesem Gebiet. Das Strömungssystem mit einer Warmfront an der Vorderseite der mediterranen Zyklone (CMw) ist in diesem Gebiet oft mit einem starken Temperaturanstieg erschienen, ebenfalls bei Orten im Süden und Südwesten. Die zonal zyklonale Steuerung (zC) hat bei Stationen im Süden und Südwesten ebenfalls starke Temperaturanstiege bedingt. Die vom Westen her vorstoßende Antizyklone (Aw) gab auch oft den Anlaß für starke Temperaturanstiege, und zwar im Winter vom Süden her, während im Sommer Temperaturanstiege im Süden und Südosten erschienen, und von den anderen Seiten Temperaturrückgänge beobachtet wurden.

Die Analysen der Großwetterlagen und des Wetters während der starken Erwärmungen haben gezeigt, daß

Großwetterlagen verschiedene Temperaturverteilung verursachen, und zwar die stärksten Temperaturanstiege erschienen während der antizyklonalen Wetterlagen auf dem Kopaonikgebirge und während der anderen bei Stationen im Süden, Südwesten und Südosten vom Kopaonik.

Literatur

- (1) Vujević, P.: O podneblju Hvara, I deo. Glasnik Geogr. društva, sv. 13, Drž. štamparija, Beograd 1927
- (2) Schmauss, A.: Die interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur auf der Zugspitze. Wiss. Abh. Rfw 2, Nr. 1 (1936)
- (3) Pao-Kun Chang: Methods of Evaluating and Comparing Cold Waves with Special Reference to New York. Bull. Amer. Meteor. Soc. 30, 107—109 (1949)
- (4) Aniol, R.: Eine Statistik stärkerer Temperaturrückgänge im Sommer. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 42, 50—53 (1952)
- (5) Péczely, G.: Großwetterlagen in Ungarn. Kleinere Veröff. Zentralanstalt Meteor. Budapest Nr. 30 (1957)

6.15. Vorhersage der Temperaturmaxima für beliebige Gebirgslagen bei sommerlichem Strahlungswetter

von

Julius Drimmel

(mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle im Text)

Zusammenfassung

Auf Grund eines Radiosondenaufstieges vom Morgentermin kann man bei Kenntnis der vom Boden in die Grundschicht der Atmosphäre zwischen Sonnenaufgang und 15 Uhr (Ortszeit) übergehenden Menge fühlbarer Wärme im Falle von Strahlungswetter die Maximumtemperatur für den Aufstiegsort vorausbestimmen.

Durch zulässige Vereinfachungen und Einführung einer Modellatmosphäre, die auf dem Temperaturfeld in der 850 mb-Fläche basiert, und durch Definition einer „effektiven Heizfläche“ gelingt es bei advektionslosem, sommerlichem Strahlungswetter, Maximumprognosen für beliebige Gebiete und Höhenlagen zu erstellen.

Abstract

If the amount of perceptible heat transferred from the ground to the atmosphere between sunrise and 1500 hours local time is known, and if a radio sounding in the morning is available, then it is possible to compute the temperature maximum for the same location, under clear conditions.

By making several reasonable simplifications and by introducing a model atmosphere, based upon the temperature field in the 850 mb level, and by definition of an "effective heating level" one can derive a daily maximum temperature forecast for any location and altitude, provided there is no advection and clear summer weather prevails.

Résumé

Au moyen d'un sondage du matin et en connaissant la quantité de la chaleur sensible passant du sol à la couche fondamentale entre le lever du soleil et 15 heures (heure locale), on peut déterminer à l'avance les températures maxima pour le lieu de sondage en cas d'un temps à rayonnement.

Par des simplifications admissibles, par l'introduction d'atmosphère-modèle qui est basée sur le champ de la température dans le niveau de 850 mb et par la définition d'une „surface de chauffage effective“, on réussit à donner des prévisions de la température maximum pour des régions et élévations quelconques s'il fait un temps d'été à rayonnement sans advection.

Einleitung

Die Vorhersage der Maximumtemperatur ist ein wesentlicher Punkt der täglichen Wetterprognose. Während bei einem raschen Wetterablauf in erster Linie ein Luftmassenwechsel für den Temperaturgang an einem Ort von Bedeutung ist, tritt bei advektionslosen, quasistationären Wetterlagen der Wärmeumsatz an der Erdoberfläche in den Vordergrund.

Im Falle von Advektionslagen wird für die Maximumprognose neben der Vorhersagekarte die persönliche Erfahrung des Prognostikers ausschlaggebend sein, bei fehlender Advektion kann dagegen bereits auf eine Reihe von objektiven Vorhersagemethoden zurückgegriffen werden (siehe z. B. (2), (4), (5)).

Letztere verwenden in der Regel einen Radiosondenaufstieg vom Morgentermin und gestatten die Voraussage der höchsten Tagestemperatur für den Aufstiegsort. Bei Strahlungswetter ist die Trefferwahrscheinlichkeit sehr hoch.

Die Vorverlegung der Radiosonden-Aufstiegstermine anlässlich des Internationalen Geophysikalischen Jahres erschwert in Mitteleuropa die Anwendung der meisten, vorhin erwähnten Vorhersagemethoden, da die morgendliche Temperaturinversion am Boden derzeit nicht oder nur unzureichend erfaßt wird. Die einzelnen Verfahren haben außerdem den Nachteil, daß sie nur Punktprognosen gestatten.

Gerade in den Alpenländern ist aber, hauptsächlich wegen der Touristik, eine Maximumvorhersage für größere Bereiche und verschiedene Höhenlagen erwünscht, weshalb im folgenden ein Weg aufgezeigt werden soll, wie man diesen Forderungen bei advektionsschwachem, sommerlichem Strahlungswetter gerecht werden kann.

Grundlagen der Methode

Für den Temperaturgang in der Grundschicht der Atmosphäre ist der Wärmeumsatz an der Erdoberfläche maßgeblich, da die Erwärmung der Luft auf Grund von Strahlungsabsorption im fraglichen Zeitpunkt im allgemeinen vernachlässigbar ist (siehe (4)) und wir uns auf advektionslose Wetterlagen beschränken. Die Temperaturänderungen gehen also vom Untergrund aus und werden der atmosphärischen Grundschicht durch turbulenten Austausch vermittelt.

Bei windschwachem Strahlungswetter ist zur Zeit des Sonnenaufganges eine ausgeprägte Bodeninver-

sion vorhanden, am frühen Nachmittag, wenn das Temperaturmaximum erreicht wird, herrschen dagegen in der bodennächsten Schicht meist stark überadiabatische Gradienten. An diese „labile Unterschicht“ schließt sich eine weit mächtigere „adiabatische Zwischenschicht“ mit nahezu trockenadiabatischen Gradienten an (siehe (1)). Die beiden Temperaturzustandskurven sind in Abbildung 1 schematisch dargestellt.

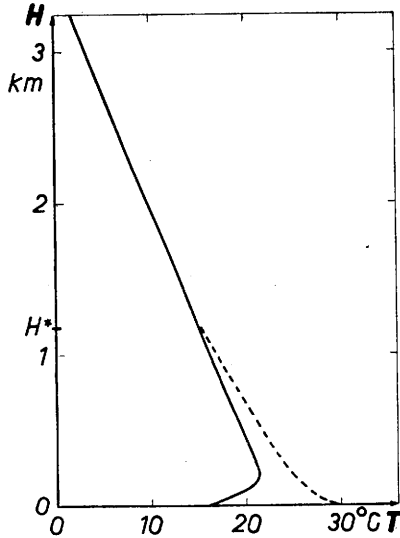


Abb. 1
 ——— Temperaturzustandskurve zur Zeit des Minimums
 - - - - - labile Unterschicht und adiabatische Zwischenschicht zur Zeit des Maximums
 } in Bodennähe bei Strahlungswetter

Die von den Tautochronen eingeschlossene Fläche ist ein Maß für die von der Erdoberfläche zwischen Sonnenaufgang und etwa 15 Uhr Ortszeit an die Atmosphäre abgegebene Menge fühlbarer Wärme (Q). Ist letztere bekannt, so kann auf Grund eines Radiosondenaufstieges zur Zeit des Temperaturminimums eine Maximumprognose für den Ort der Messung erstellt werden.

Da uns einerseits ein Morgenaufstieg fehlt und andererseits eine Gebietsvorhersage erwünscht ist, schlagen wir folgenden Weg ein:

Die mittlere Wärmemenge Q_0 , die von einem festen, ebenen, schnee- und eisfreien Grund einheitlicher Beschaffenheit an die Atmosphäre abgegeben wird, drücken wir durch die mittlere Mächtigkeit der labilen Unterschicht und adiabatischen Zwischenschicht zur Zeit des Temperaturmaximums in Bodennähe aus, und zwar durch ein Luftdruckintervall $\Delta p_0 = p(H_0) - p(H^*)$. Hierin ist H_0 die Seehöhe des Untergrundes und H^* die Höhe der Obergrenze der adiabatischen Zwischenschicht.

Nun führen wir eine Modellatmosphäre ein, die ein vertikales Temperaturgefälle von 0,65°/100 m aufweist und deren Temperaturfeld mit dem der freien Atmosphäre in einem möglichst niedrigen Druckniveau übereinstimmt. — Wir verwenden die 850 mb-Fläche und zeichnen die Isothermen so, als ob keine Gebirge vorhanden wären. Die so gewonnene Temperaturkarte repräsentiert hinreichend genau den Zustand der freien Atmosphäre im 850 mb-Niveau. Mit Hilfe der aerologischen Sammelsendungen vom 0 Uhr-Termin gezeichnet, liegt sie relativ früh vor und kann auch bei der Frontenanalyse mit größerem Erfolg als die relative Topographie 500/1000 mb verwendet werden.

Ist der Zustand der Modellatmosphäre und überdies H^* bekannt, so kann im Falle eines festen, ebenen,

schnee- und eisfreien Untergrundes bei advektionslosem Strahlungswetter bereits die Maximumtemperatur bestimmt werden, indem man von H^* abwärts bis zur Obergrenze der labilen Unterschicht die Temperaturzustandskurve durch eine Trockenadiabate ersetzt und sie dann, den Bodeneigenschaften entsprechend, bis zur Erdoberfläche hinab ergänzt (siehe Abb. 1).

Da gerade in den Alpenländern die Bedingungen für den Untergrund nicht erfüllt sind, müssen radikale Vereinfachungen vorgenommen werden, die jedoch im allgemeinen keine nachteiligen Folgen haben, denn eine Änderung von Δp_0 um etwa 25% variiert das Temperaturmaximum unter sonst gleichen Bedingungen nur um 1 Grad Celsius.

Darum unterscheiden wir nur zwischen:

- 1) schnee- und eisfreiem, festem Boden und
- 2) Schnee- und Eisflächen.

Die meist relativ kleinen Wasserflächen werden der Einfachheit halber zur Gruppe 1) gezählt.

Weitere Annahmen:

A) Schnee- und eisfreier, fester Boden braucht im Hinblick auf seine unterschiedliche Beschaffenheit nicht unterteilt werden.

B) Schnee und Eis liefern zur Erwärmung der atmosphärischen Grundschicht keinen Beitrag; ihre Rolle als Wärmesenke ist vernachlässigbar.

C) Der Wärmeumsatz zwischen Erdoberfläche und Luft ist bei Bodenarten der Gruppe 1) orts- und höhenunabhängig.

Nun setzen wir an die Stelle des ebenen Untergrundes eine „effektive Heizfläche“, deren Höhe \bar{H} für den Ort mit den geographischen Koordinaten (φ_0, λ_0) wie folgt definiert wird:

$$\bar{H}(\varphi_0, \lambda_0) = \frac{1}{F_1} \iint_{\mathfrak{B}_1} H(\varphi, \lambda) d\varphi d\lambda,$$

mit $F_1 = \iint_{\mathfrak{B}_1} d\varphi d\lambda$ und $H =$ Höhe eines Geländepunktes über N. N. Der Bereich \mathfrak{B}_1 soll nur schnee- und eisfreien Boden erfassen; seine Größe und Form ist im allgemeinen unbestimmt.

Wenn der Bereich \mathfrak{B}_1 auch Schnee- und Eisflächen, deren Flächenanteil F_2 ist, mit einschließt, wird die Atmosphäre nur eine Wärmemenge $Q < Q_0$ erhalten, die sich zu $Q = \frac{F_1}{F_1 + F_2} Q_0$ ergibt. Es gilt also auch $\Delta p = \frac{F_1}{F_1 + F_2} \Delta p_0$.

In unserem Klimagebiet ist Δp_0 von der Größenordnung 100 Millibar. Es empfiehlt sich, im Früh- und Spätsommer mit 90, im Hochsommer dagegen mit etwa 130 mb zu rechnen.

Bei Kenntnis von \bar{H} ist die bereits für den Fall ebener Erdoberfläche beschriebene Methode zur Bestimmung der Maximumtemperatur (T_M) anwendbar. — Zeichnet man die Trockenadiabate von H^* bis zum Grund durch, so wird das Maximum in der Klimahütte über Schnee oder Eis etwa 1 bis 2 Grad Celsius unter, über schnee- und eisfreiem Grund dagegen 2 bis 3 Grad über der von der Trockenadiabate angezeigten Temperatur liegen. — Im Hochgebirge weit oberhalb der Schneegrenze wird das Maximum im allgemeinen nahe (wenn die Lufttemperatur ≤ 0 Grad ist), bzw. etwas unter der Temperatur der freien Atmosphäre sein (wenn die Lufttemperatur > 0 Grad ist; siehe (6)).

Für schnee- und eisfreien Boden wurde der Zusammenhang zwischen der Ortshöhe H , der Höhe der

effektiven Heizfläche \bar{H} und der Temperaturdifferenz $\Delta T = T_M - T_8$ ($T_8 =$ Temperatur im 850 mb-Niveau) berechnet und in Abbildung 2 dargestellt. Als Rechengrundlage diente der Wert $\Delta p = \Delta p_0 = 130$ mb, die

Zustandskurve der Lufttemperatur nach Abbildung 1 und die Annahme, daß das Maximum in Hüttenhöhe um 2,5 Grad über der von der Trockenadiabate angezeigten Temperatur liegt.

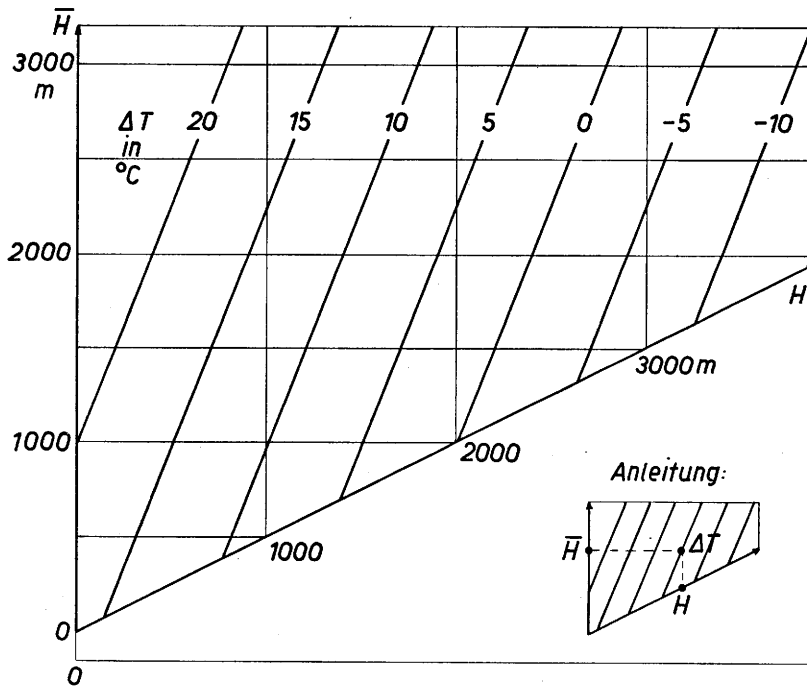


Abb. 2
Zusammenhang von H , \bar{H} und ΔT bei sommerlichem Strahlungswetter in schnee- und eisfreien Gebieten

Abbildung 2 eignet sich gut zur Herleitung von Faustregeln für die Maximumprognose, man kann sie aber auch mit Erfolg bei einschlägigen theoretischen Überlegungen verwerten.

Weitere Hinweise und Folgerungen

Der Integrationsbereich \mathfrak{B}_1 in der Definitionsgleichung für H hat im Falle schwacher, umlaufender Winde Kreisform, bei einheitlicher Windrichtung jedoch die Gestalt eines Kreissektors. Der Radius der zugehörigen Kreise mit dem Zentrum (φ_0, λ_0) wird im ersten Falle von der Größenordnung 10 km, im zweiten dagegen der Luftversetzung in der Zeit zwischen Temperaturminimum und Maximum gleichzusetzen sein. — Wenn hier trotz Voraussetzung von advektionsschwachen Wetterlagen vom Wind die Rede ist, so ist natürlich der Wind in der freien Atmosphäre gemeint, der bei fehlender Advektion in Richtung der entsprechenden Isothermen weht. Bei uneinheitlichem Gelände wird dann in Bodennähe trotzdem eine vom Windvektor abhängige Advektion festzustellen sein.

Da H mit zunehmender Seehöhe des Prognosenbezirkes ansteigt, ist leicht einzusehen, daß bei gleicher Temperatur in der 850 mb-Fläche und bei gegebenem Δp_0 die Maximumtemperatur beispielsweise in einer bestimmten, schneefreien Lage im Hochgebirge höher sein muß als in der gleichen Höhe einer Mittelgebirgslandschaft. — Diese Tatsache widerspiegelt sich offensichtlich auch in der Höhe der Schneegrenze, die zum Beispiel im Zentralalpenbereich deutlich höher als im Nordalpenbereich liegt (siehe (3)).

Desgleichen muß in Gebirgstälern ein höheres Maximum als in niveaugleichen Ebenen erwartet werden. In diesem Falle wird allerdings — wie in Kessellagen und im Häusermeer einer Großstadt — das Temperaturmaximum noch höher ausfallen als man nach unserer Theorie erwarten müßte, da die langwellige

Strahlung stark vermehrt und die Ventilation herabgesetzt ist (siehe (6)).

Mit Hilfe unseres Modells läßt sich auch leicht verstehen, wieso bei Südströmung und antizyklonaler Witterung trotz Fehlens des echten Föhns (keine Staubeiwölkung) die Temperaturen auf der Alpennordseite höher steigen als bei nördlichen Winden, bei gleichen Temperaturen in der freien Atmosphäre.

Praktische Anwendung

Eine Berechnung von \bar{H} nach der Definitionsgleichung ist kaum möglich, aber auch überflüssig, da man es aus einem Kollektiv von Maximum- und 850 mb-Temperaturen entsprechender Wetterlagen mit Hilfe der Abbildung 2 leicht bestimmen kann. Diskrepanzen zwischen so bestimmten und auf Grund einer Spezialkarte hinreichend gut geschätzten Werten von H weisen auf systematische Meßfehler hin, bzw. erlauben quantitative Rückschlüsse auf den Überheizungseffekt in Tal- und Kessellagen sowie in Großstadtgebieten.

Der Praktiker wird auf diese Angaben zumeist verzichten. Für ihn genügt es zu wissen, daß aus den Voraussetzungen unserer Methode

$$\Delta T(\varphi_0, \lambda_0) = T_M(\varphi_0, \lambda_0) - T_8(\varphi_0, \lambda_0) \approx \text{const.}$$

folgt, d. h. als Grundlage für die Vorhersage von Maximumtemperaturen bei sommerlichem Strahlungswetter genügt die Kenntnis der nur einmal zu bestimmenden Funktion $\Delta T = \Delta T(\varphi, \lambda)$.

Zur Berechnung der in Tabelle 1 zusammengestellten Beispiele wurden die Wetterlagen vom 14. und 16. Juni sowie vom 10., 11., 12., 15., 18., 19., 25. und 30. Juli 1958 herangezogen. Letztere sind nicht gerade als ideal zu bezeichnen, da die zumeist labile Schichtung der Luftmassen manchmal zu lokalen Schauer- und Gewitterbildungen Anlaß gab.

Tab. 1

Auf Grund von synoptischen Wettermeldungen mit Hilfe von Abbildung 2 berechnete Beispiele

Station	Seehöhe m	ΔT °C	\bar{H} m	Durchschnittl. Abweichung des berechneten vom tats. Maximum	Bemerkungen
06670	431	15	790	0,5° (10 Fälle)	
06680	2500	-2	1770	1,3 (7)	Als schneefrei angenommen.
10866	524	13	510	0,3 (9)	Beste Übereinstimmung.
10961	2962	-6	1900	0,7 (7)	Als schneefrei angenommen.
10962	977	10	910	0,9 (9)	\bar{H} etwas zu hoch.
10963	704	12	710	0,7 (9)	\bar{H} zu tief.
10980	1735	4	1300	0,8 (9)	
11035	203	16	470	0,9 (9)	Großstadteinfluß: \bar{H} überhöht.
11112	818	15	1800	1,2 (9)	Enges Tal: \bar{H} entsprechend überhöht.
11120	579	17	1700	0,7 (9)	Enges Tal: \bar{H} entsprechend überhöht.
11126	1909	3	1520	1,1 (9)	
11135	1665	6	1650	1,3 (7)	\bar{H} etwas überhöht: ungünstige Hüttenaufstellung?
11150	437	14	550	0,4 (9)	
11155	1591	6	1460	1,0 (7)	
11183	995	13	1770	0,4 (5)	\bar{H} wesentl. zu hoch: Südhang, alter Hüttenanstrich.
11212	2135	1	1590	1,1 (7)	
11214	1050	10	1100	0,7 (7)	
11231	448	15	840	0,7 (7)	} Beckenlage, bei entsprechenden Wetterlagen auf- fallend geringe Ventilation: \bar{H} überhöht.
11240	342	15	560	0,9 (7)	
11241	1432	6	1040	1,0 (7)	

Die durchschnittliche Abweichung des berechneten vom tatsächlichen Maximum beträgt im Mittel aus 159 Fällen nur 0,8 Grad, was sehr für unsere Methode spricht. Die höchste Streuung ist bei Bergobservatorien festzustellen; sie ist auf die immer wieder zu beobachtende Eintrübung von Berggipfeln durch Konvektionsbewölkung — bei sonst heiterem Himmel — zurückzuführen. Auch in engen Tälern können schon einzelne Cumuli die Strahlungsbilanz merklich vermindern.

Zur Prognose für Gebirgslagen oberhalb 2300 m wird man mit besserem Erfolg die Temperatur im 700 mb-Niveau heranziehen, da in höheren Atmosphärenschichten manchmal Temperaturinversionen auftreten, die unser Vorhersagemodell ausschließt, im allgemeinen wird man aber mit der Temperaturverteilung in 850 mb das Auslangen finden.

Literatur

(1) Brocks, K.: Über den täglichen und jährlichen Gang der Höhenabhängigkeit der Temperatur in

den unteren 300 m der Atmosphäre und ihren Zusammenhang mit der Konvektion. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 5 (1948)

- (2) Gold, E.: Maximum Day Temperatures and the Tephigram. Meteor. Off. Prof. Notes No. 63 (1933)
- (3) Klebelsberg, R. von: Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. Ber. naturw.-med. Verein Innsbruck 47, 9—32 (1947)
- (4) Knizek, F., u. Reuter, H.: Über den Wärmehaushalt der unteren Luftschichten an heiteren Tagen und die Prognose des Maximums der Lufttemperatur. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. A 9, 324—338 (1956)
- (5) Neiburger, M.: Insolation and the Prediction of Maximum Temperatures. Bull. Amer. Meteor. Soc. 22, 95—102 (1941)
- (6) Steinhauser, F.: Die Meteorologie des Sonnblicks. Wien 1938

6.16. Succession et durée des régimes météorologiques sur les Alpes

par

Jean Mertz

(avec 2 tableaux dans le texte)

Résumé

Cette étude établie d'après un catalogue des situations météorologiques générales s'attache à rechercher les successions les plus fréquemment observées des différentes situations météorologiques qui peuvent intéresser le domaine alpin.

Certaines successions privilégiées ont pu être mises en évidence ainsi que l'alternance de certains régimes pendant une assez longue période.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit wurde nach einem Katalog der allgemeinen Wetterlagen zusammengestellt; in ihr werden die am häufigsten vorkommenden Reihenfolgen, die sich auf den Alpenbereich beziehen, behandelt.

Einige hervorstechende Reihenfolgen sowie das wiederholte Auftreten gewisser Wetterlagen während ziemlich langer Perioden konnten aufgezeigt werden.

Abstract

This study established with a catalogue of the meteorological situations aims to research among the different situations able to interest the alpine space, the successions of meteorological situations which are the most frequently observed.

It could be possible to make some privileged conspicuous successions, as well as the alternation of some regimes during a rather long period.

Comme introduction à l'étude des types de temps alpins, il nous a paru utile de rechercher les successions les plus fréquemment observées des différentes situations ou régimes météorologiques, étude que nous a rendu possible la consultation du catalogue des grandes situations météorologiques sur l'Europe publié par les Docteurs Paul Hess et Helmut Brezowsky en 1952. Dans la vaste zone intéressée par ces situations, le domaine alpin occupe un emplacement satisfaisant.

Rappelons que ce catalogue établi jour par jour pour les années 1881 à 1950 donne un découpage en situations météorologiques où l'on compte 28 situations principales.

L'étude entreprise est basée sur la période comprise entre le 1er Janvier 1921 et le 31 Décembre 1950 ce qui déduction faite de quelques mois de l'année 1945 où la détermination des situations n'a pu être faite et

d'une quarantaine de journées de transition, représente à quelques unités près 10.800 journées à situation bien déterminée.

Dans la première partie de cette étude, les situations représentées par les mêmes lettres ont été groupées sous les mêmes initiales: cas des situations anticycloniques et cycloniques d' W, de SW, NW, HN, N, S, SE, HF et HNF.

Exemple: Les situations anticycloniques de NW et cycloniques de NW ont été placées sous les initiales NW que nous convenons d'appeler régime de NW.

Ce groupement s'explique par le fait que les types anticyclonique et cyclonique d'un même régime proviennent le plus souvent d'une translation en longitude ou en latitude ou les deux à la fois, et que l'on assiste fréquemment, au cours d'une même période de l'un de ces régimes, au passage d'un type à l'autre.

Les 28 situations initiales sont ainsi réduites à 19 ce qui fait ressortir pour ces 30 années une succession de 2.500 situations ou régimes (à quelques unités près), soit une durée moyenne par situation ou régime de 4,3 jours. (Si l'on ne tient pas compte des situations n'ayant durée qu'une journée, qui ne peuvent déterminer à proprement parler un type de temps, cette durée moyenne s'élève à 4,6 jours).

A noter que les situations d'W_s (situations d'Ouest décalées vers le Sud), situations essentiellement de mauvais temps généralisé, ont été séparées des situations d'W (cyclonique et anticyclonique) qui donnent généralement un type de temps plus variable.

Un premier travail de classement des 19 situations ou régimes successifs pris deux par deux avec chevauchement a conduit à l'établissement du tableau récapitulatif 1 où ont été calculées les fréquences d'apparition, après les situations ou régimes indiqués à gauche de lignes horizontales, des situations ou régimes inscrits en tête des colonnes, ainsi que la durée moyenne des situations ou régimes apparus. Dans les deux dernières colonnes sont portés le nombre total des situations ou régimes apparus pour chaque type et le pourcentage de ce nombre par rapport au nombre total des situations ou régimes dénombrés (2.500).

Ce tableau montre par exemple:

a) — que les situations ou régimes les plus fréquents au cours de ces 30 années ont été ceux d'Ouest (W): 424 fois soit 17% du nombre total de situations ou régimes de la période.

(Si l'on ajoutait à ces nombres celui des situations d'W_s qui sont en somme des situations d'W décalées

Tab. 1
Succession des situations ou régimes
(Les situations ou régimes figurés en tête des colonnes ont succédé à celles ou à ceux figurés à gauche des lignes horizontales)
Situations en caractères fins droits (Ex: TM) = cycloniques. Situations en caractères gras (Ex: HM) = anticycloniques
Situations en caractères fins penchés (Ex: HF) = tantôt cycloniques, tantôt anticycloniques — régimes.

Venant après	W _s	W	BM	HM	SW	NW	HN	HB	N	T ₁ M	TM	TB	T ₁ W	S	SE	HF	HNF	NE	W _w	Nombre de cas et % sur total 2504
W _s	×	24,0°/0-4,7 (2-13)	6,1°/0-4,6 (2-12)	10,7°/0-3,1 (2-7)	• (3-8)	• (1-2)	7,1°/0-3,5 (1-6)	• (1-3)	• (3)	6,0°/0-2,6 (1-4)	• (1-3)	8,3°/0-4,1 (1-7)	• (4)	• (2-5)	• (4-7)	• (3-6)	• (3)	• (1-10)	8,3°/0-4,1 (2-8)	84-3,4°/0
W	7,6°/0-4,6 (1-12)	×	6,1°/0-4,6 (2-12)	18,6°/0-4,7 (1-19)	• (1-9)	14,4°/0-4,5 (1-19)	• (2-9)	• (1-7)	5,2°/0-2,9 (1-8)	8,5°/0-3,6 (1-8)	• (2-6)	• (1-8)	6,4°/0-3,4 (1-12)	• (2-7)	• (3-4)	• (1-6)	• (3-5)	7,8°/0-3,8 (1-9)	• (2-10)	424-16,9°/0
BM	21,6°/0-5,7 (1-17)	×	7,8°/0-5,3 (2-13)	12,4°/0-4,0 (1-9)	• (2-6)	16,7°/0-4,4 (1-15)	6,2°/0-3,7 (1-9)	9,3°/0-4,1 (2-9)	• (2-4)	7,4°/0-3,3 (2-6)	• (3-5)	• (5)	• (1-4)	• (3-6)	• (2-9)	• (2-11)	• (4)	5,6°/0-3,3 (1-7)	• (1-9)	162-6,5°/0
HM	8,2°/0-5,2 (3-8)	29,9°/0-5,9 (1-20)	7,8°/0-5,3 (2-13)	×	5,1°/0-4,5 (1-14)	9,5°/0-4,2 (1-8)	6,1°/0-5,7 (2-12)	• (3-10)	• (2-8)	• (3-4)	• (3-6)	• (2-5)	• (1-10)	5,8°/0-5,1 (3-13)	• (2-9)	7,5°/0-3,8 (1-11)	• (3-8)	• (2-10)	• (3-7)	294-11,7°/0
SW	• (4-10)	27,4°/0-6,4 (2-17)	9,6°/0-4,3 (1-8)	9,6°/0-7,0 (2-12)	×	• (3-3)	6,9°/0-4,2 (3-6)	• (4)	• (4-4)	• (4-4)	• (3-6)	• (3)	• (1-3)	12,3°/0-4,1 (2-8)	6,9°/0-3,4 (2-5)	• (3)	• (3-8)	• (3-3)	• (3)	73-2,9°/0
NW	8,2°/0-5,2 (3-8)	25,5°/0-5,1 (1-21)	5,8°/0-5,2 (1-14)	21,0°/0-4,0 (1-12)	• (3-5)	×	• (2-8)	7,1°/0-4,8 (2-12)	12,1°/0-4,4 (2-12)	• (3-6)	• (1-6)	• (3-5)	• (3-7)	• (3)	• (7)	• (3-7)	• (3-6)	6,3°/0-3,9 (1-10)	• (2-4)	224-8,9°/0
HN	• (3-20)	14,1°/0-4,8 (1-10)	• (2-5)	15,6°/0-3,9 (1-12)	• (3-5)	9,4°/0-3,5 (1-6)	×	6,3°/0-3,0 (1-5)	8,6°/0-3,6 (3-5)	• (6)	6,3°/0-3,3 (2-5)	• (3-3)	• (2-6)	• (1-3)	• (2-4)	8,6°/0-2,9 (1-6)	• (3-8)	5,3°/0-3,9 (2-9)	• (2-9)	128-5,1°/0
HB	8,2°/0-4,1 (1-7)	8,2°/0-4,1 (1-7)	11,2°/0-2,9 (1-6)	24,5°/0-4,0 (1-25)	• (3-5)	14,3°/0-3,0 (1-5)	11,2°/0-5,0 (3-11)	×	9,2°/0-3,8 (2-9)	• (4-5)	• (2-2)	• (1-8)	• (1-8)	• (3-7)	• (5)	7,2°/0-4,3 (3-8)	• (3-8)	• (2-5)	• (2-5)	98-3,9°/0
N	• (3-10)	22,3°/0-5,1 (2-16)	• (3-3)	9,7°/0-3,8 (1-10)	• (7)	15,5°/0-4,1 (1-11)	6,8°/0-4,4 (2-10)	• (4-6)	×	• (1-6)	5,8°/0-3,7 (1-8)	• (5)	• (3-5)	• (3-5)	• (2-3)	• (4-14)	• (3-9)	9,7°/0-3,7 (2-7)	• (5)	103-4,1°/0
T ₁ M	• (2-7)	28,5°/0-4,6 (1-14)	12,1°/0-4,1 (1-8)	7,8°/0-3,7 (1-11)	• (1)	10,3°/0-3,9 (1-16)	• (3-4)	• (1-8)	• (2)	• (3-5)	5,2°/0-3,7 (1-6)	• (5)	• (3-7)	• (5)	5,2°/0-2,8 (2-3)	• (2-7)	• (1-5)	11,2°/0-4,1 (1-8)	• (6)	116-4,6°/0
TM	• (4-6)	28,0°/0-4,8 (1-10)	• (7)	• (10)	• (1)	• (1-11)	5,1°/0-4,8 (3-7)	• (3-5)	• (3-5)	• (3-5)	• (2-4)	7,6°/0-5,3 (4-9)	• (4-6)	• (1-3)	• (3)	6,4°/0-3,3 (3-4)	• (3-3)	11,4°/0-1,9 (1-3)	• (1)	79-3,2°/0
TB	• (4)	28,6°/0-4,8 (1-13)	• (4)	• (3-8)	6,4°/0-3,0 (2-4)	• (2-5)	• (3)	• (2)	• (2)	7,9°/0-2,6 (2-4)	17,5°/0-3,8 (2-8)	×	6,4°/0-2,0 (1-3)	• (3)	• (3)	• (3-4)	• (3-5)	11,5°/0-3,4 (1-10)	• (3-6)	63-2,5°/0
T ₁ W	5,7°/0-6,6 (3-9)	16,1°/0-7,6 (2-15)	9,2°/0-4,1 (2-7)	• (2-4)	• (1-3)	• (4-7)	• (3)	• (1-5)	• (4)	25,6°/0-2,3 (1-5)	5,7°/0-3,0 (2-4)	• (4-6)	×	• (5)	• (5-9)	• (1)	• (3-5)	• (3-6)	• (3-6)	87-3,5°/0
S	5,4°/0-3,5 (2-6)	20,0°/0-5,9 (1-18)	6,7°/0-4,6 (3-9)	9,5°/0-3,7 (1-7)	14,9°/0-3,7 (1-9)	• (3-6)	• (1-7)	• (1-7)	• (1-5)	• (2-6)	• (3-6)	• (1-3)	• (1-3)	×	18,9°/0-5,4 (1-12)	8,1°/0-3,5 (1-6)	• (2-4)	• (1)	• (2-4)	74-3,0°/0
SE	5,9°/0-4,2 (3-6)	15,7°/0-5,8 (2-15)	5,9°/0-5,2 (2-8)	6,9°/0-4,7 (2-9)	6,9°/0-4,3 (3-6)	• (3-4)	• (1-5)	• (1)	• (4)	• (3)	• (3)	• (3-4)	• (1-3)	6,9°/0-4,4 (1-11)	×	14,7°/0-4,1 (2-7)	5,9°/0-3,5 (2-5)	8,8°/0-2,3 (1-5)	7,3°/0-3,1 (1-6)	102-4,1°/0
HF	• (4)	5,1°/0-5,7 (1-17)	7,7°/0-4,0 (2-6)	15,4°/0-4,2 (1-9)	• (1-8)	6,0°/0-4,9 (2-8)	8,6°/0-4,9 (1-10)	• (4-8)	• (1-5)	• (3)	• (6)	• (4)	• (1-4)	7,7°/0-4,7 (2-11)	22,2°/0-3,9 (2-11)	×	6,0°/0-6,4 (2-21)	6,0°/0-5,1 (1-14)	• (1-3)	117-4,7°/0
HNF	• (3-6)	8,3°/0-6,2 (1-17)	6,7°/0-2,3 (1-4)	6,7°/0-3,0 (1-5)	• (1-8)	• (4)	28,3°/0-4,1 (2-7)	10,0°/0-3,3 (1-10)	8,3°/0-6,2 (1-8)	• (2-7)	6,7°/0-4,3 (3-6)	• (5)	• (1-5)	• (2-6)	11,7°/0-4,0 (2-7)	• (3-4)	×	• (1)	• (4)	60-2,4°/0
NE	• (3-6)	11,5°/0-4,2 (1-10)	16,2°/0-3,1 (1-6)	7,4°/0-3,9 (1-7)	• (1-8)	10,1°/0-4,6 (1-12)	7,4°/0-4,3 (1-7)	• (2-8)	• (2-9)	• (2-7)	• (3-4)	• (1-5)	• (1-5)	• (3-5)	6,8°/0-3,9 (1-11)	6,8°/0-4,0 (2-8)	5,4°/0-5,3 (3-8)	×	• (2-4)	148-5,9°/0
W _w	• (3-6)	17,6°/0-4,7 (2-12)	8,8°/0-5,5 (3-7)	17,6°/0-4,7 (3-12)	5,9°/0-6,5 (3-10)	• (2-9)	• (3-4)	• (3)	• (3)	• (3-6)	5,9°/0-5,0 (2-7)	• (2-7)	• (3-5)	• (4-6)	• (1-7)	7,4°/0-5,2 (4-6)	• (3-5)	• (1)	×	68-2,7°/0

Tab. 2
Groupement des situations ou régimes météorologiques
d'après les types de temps résultant

Types de temps	N°	Situations ou régimes	Nébulosité — Instabilité (éventuellement)	Précipitations	Température par rapport à la normale en saison froide / adoucie / rafraîchie / plus froide / plus chaude
I Mauvais temps prédominant généralement	1	W _s	Très forte nébulosité quasi-générale.	Très pluvieux ou neigeux.	adoucie / rafraîchie
	2	W	Nébulosité variable, passage fort mais entrecoupée d'éclaircies durant parfois plus d'une journée et plus belles dans le type W et vers le Sud. Instabilité passagère.	Précipitations modérées parfois d'assez longue durée dans le type W, plus faibles et moins étendues dans le type W. Parfois plusieurs journées sans précipitations sur les Alpes.	adoucie / rafraîchie
		W			
	3	SW	Très forte nébulosité en général; dans le type SW parfois seulement lorsque le régime est bien établi. Instabilité fréquente.	Fortes précipitations en général, s'atténuant toutefois vers le SE du domaine alpin.	adoucie
T _r W					
4	TB	Nébulosité passagèrement forte accompagnée assez souvent en saison chaude d'instabilité.	Précipitations parfois abondantes principalement dans le type TB.		Souvent très supérieures à la normale Föhn fréquent dans le Nord des Alpes - Dégel
	S				
5	TM	Fort nébulosité en général et parfois instabilité particulièrement en été.	Précipitations généralement fréquentes et abondantes (neige en hiver).		plus froide gelées localement très fortes
	HF				Assez chaude et lourde
6	HNF				
	HN	Souvent très nuageux et parfois instabilité particulièrement en hiver.	Précipitations souvent fréquentes et abondantes particulièrement en hiver: neige, au printemps: giboulées.		plus froide que la normale
7	N				
	NW	Nébulosité le plus souvent très forte. Forte instabilité fréquente.	Précipitations fréquentes parfois abondantes souvent sous forme d'averses ou giboulées.		en général plus froide que la normale
8	T _r M				
	SE	Nébulosité variable avec parfois de l'instabilité.	Parfois sans précipitations. Parfois précipitations isolées. Parfois précipitations fréquentes et abondantes.		Généralement adoucies; faible fœhn au Nord des Alpes dans le type SE
9	W _w				
	SW	Souvent clair ou peu nuageux. Mais parfois très nuageux à couvert avec instabilité. Quelques fois brumeux en saison froide.	Souvent sans précipitations; mais parfois avec précipitations orageuses.		plus chaude que la normale
10	NE	Dans les saisons froides Nébulosité souvent assez forte en particulier dans le SE du domaine alpin avec Dans les saisons plus chaudes Souvent clair avec parfois tendance orageuse localisée.	Dans les saisons froides précipitations temporaires Dans les saisons plus chaudes orages isolés		plus froide avec fortes gelées par ciel clair / plus chaude
11	SE	Nébulosité le plus souvent faible, passagèrement variable. Brouillards matinaux en saison froide.	généralement sans précipitations		plus froide avec fortes gelées / plus chaude
12	BM	Le plus souvent ciel clair, mais parfois brumeux en saison froide. Parfois aussi évolution orageuse diurne en saison chaude	quelques orages isolés en saison chaude		plus froide
	HM				
13	HF	Le plus souvent clair dans le type HF. Nébulosité parfois variable avec instabilité dans le type HNF.	possibilité de précipitations éparses le plus souvent faibles et quelques fois orageuses.		plus froide avec fortes gelées souvent très fortes / bien plus chaude
	HNF				
14	HN	Dans l'Ouest du domaine alpin généralement peu nuageux. Dans l'Est nébulosité parfois variable avec instabilité.	Giboulées dans le type N.		plus froide avec fortes gelées par ciel clair / lourde
	N				
15	NW	Dans l'Ouest du domaine alpin, le plus souvent clair.	Dans l'Ouest généralement pas de précipitations. Dans l'Est faibles précipitations isolées.		parfois lourde parfois très froide / rafraîchie
	HB	Dans l'Est parfois très nuageux.			
16	S	Nébulosité passagère.	Généralement sans précipitations.		plus chaude que la normale
VII					
V					
VI					

vers le Sud on arriverait à un total de 508 et à un pourcentage de 20,3).

Viennent ensuite dans l'ordre de plus grande fréquence les situations **HM** (Hautes pressions fermées sur l'Europe Centrale) avec un pourcentage de 11,7.

Les régimes de *NW* avec un pourcentage de 8,9%, etc

β) — que les situations **HM** ont été le plus souvent suivi d'un régime d'Ouest *W* (dans 29,9% de cas) durant en moyenne 5,9 jours.

Il en a été de même d'ailleurs pour les situations ou régimes suivants:

- W_s* (Situations d'*W* décalées vers le Sud) dans 24,0% des cas, durée moyenne 4,7 jours
- BM** Pont de hautes pressions sur l'Europe Centrale) dans 21,6% des cas, durée moyenne 5,7 jours
- SW* dans 27,4% des cas, durée moyenne 6,4 jours
- NW* dans 25,5% des cas, durée moyenne 5,1 jours
- N* dans 22,3% des cas, durée moyenne 5,1 jours
- S* dans 20,0% des cas, durée moyenne 5,9 jours
- SE* dans 15,7% des cas, durée moyenne 5,8 jours
- T_rM* (Poche dépressionnaire sur l'Europe Centrale) dans 28,5% des cas, durée moyenne 4,6 jours
- TM** (Dépression fermée sur l'Europe Centrale) dans 28,0% des cas, durée moyenne 4,8 jours
- TB** (Dépression fermée sur les Iles Britanniques) dans 28,6% des cas, durée moyenne 4,8 jours.

γ) — Par contre aux situations ou régimes de:

HN (Hautes pressions fermées sur les océans nordiques et situation soit anticyclonique, soit cyclonique sur l'Europa Centrale),

et **HB** (Hautes pressions fermées sur les Iles Britanniques) ont succédé le plus fréquemment des situations **HM** avec respectivement des pourcentages de 15,6% et de 24,5% et des durées moyennes de 3,9 et de 4 jours.

Aux situations *T_rW* (Poche dépressionnaire sur l'Europe Occidentale) ont succédé le plus souvent des situations *T_rM* : 25,6% des cas ayant duré en moyenne 2,3 jours.

Aux situations *HF* (comportant des hautes pressions fermées sur la Finlande et la Scandinavie, et une situation soit anticyclonique, soit cyclonique sur l'Europe Centrale) ont suivi, en majorité, des situations de *SE* : 22,2% des cas, de durée moyenne 3,9 jours.

Les situations *HNF* (Hautes pressions fermées sur l'Océan Arctique, la Finlande et la Scandinavie, et situation soit anticyclonique, soit cyclonique sur l'Europe Centrale) ont été suivies le plus souvent de situations *HN* : 28,3% des cas ayant duré en moyenne 4,1 jours.

Après les situations de *NE* se sont présentées le plus fréquemment les situations **BM** : 16,2% des cas qui ont duré en moyenne 3,1 jours.

Enfin aux situations *W_w* (type angulaire d'Ouest) ont succédé avec le même pourcentage de 17,6% et une même durée moyenne de 4,7 jours, des situations d'*W* et **HM**.

Lorsque le pourcentage de succession calculé s'est trouvé inférieur à 5%, pourcentage peu significatif, un point noir a été porté dans la case correspondante.

Dans le cas où la succession de deux situations ou régimes différents n'a pas été observé, la case correspondante est demeurée blanche.

Les nombres entre parenthèses représentent en jours pour chaque situation ou régime portés en tête des colonnes les durées minimale et maximale observées pendant les 30 années 1921 — 1950.

La deuxième partie de cette étude s'attache plus spécialement à la recherche des successions de situations météorologiques susceptibles de donner pendant une période plus ou moins longue un même type de temps (conditions météorologiques analogues). Ce problème paraît possible si l'on attribue à la notion type de temps un sens assez large, étant bien entendu que dans le cas, par exemple, d'une application à la prévision à la moyenne échéance, pour un point précis, il y aura lieu de tenir compte notamment de la position géographique de la région intéressée, de son orographie, de la saison, de la trajectoire des perturbations, de la présence éventuelle d'une goutte d'air froid, etc.

Dans ce but nous avons essayé de limiter le nombre de types de temps d'après leurs caractéristiques essentielles et les plus sensibles à 7 et d'effectuer un nouveau groupement des situations météorologiques qui tient compte à la fois de l'analogie des types de temps correspondants, pris dans un sens large et de la concordance des masses d'air en jeu.

Le tableau 2 donne le regroupement proposé:

En reprenant dans le catalogue la succession des situations météorologiques, pour la période 1946—1950 par exemple, on peut relever des associations privilégiées qui s'étendent parfois sur plusieurs semaines, et dont les plus remarquables sont les suivantes:

1^o Association des situations **HM** et *W*:

11 cas, ayant duré en moyenne 19 jours, se répartissant comme suit:

Année 1946: en mars:					
4 jours HM	5 jours <i>W</i>	10 jours HM	= 19 jours		
en juillet — août:					
2 jours <i>W</i>	4 jours HM	13 jours <i>W</i>	= 19 jours		
en septembre:					
7 jours <i>W</i>	2 jours HM	7 jours <i>W</i>	4 jours HM	= 20 jours	
Année 1948: en mars — avril:					
7 jours HM	11 jours <i>W</i>	= 18 jours			
en août:					
17 jours <i>W</i>	5 jours HM	= 22 jours			
Année 1949: en février:					
1 jours HM	8 jours <i>W</i>	6 jours HM	5 jours <i>W</i>	= 20 jours	
en avril:					
3 jours <i>W</i>	5 jours HM	12 jours <i>W</i>	= 20 jours		
en décembre:					
7 jours <i>W</i>	4 jours HM	3 jours <i>W</i>	4 jours HM	= 18 jours	
Année 1950: en mai — juin:					
3 jours <i>W</i>	8 jours HM	2 jours <i>W</i>	= 13 jours		
en juin — juillet:					
10 j. <i>W</i>	1 j. HM	5 j. <i>W</i>	2 j. HM	4 j. <i>W</i>	= 22 jours
en septembre — octobre:					
6 j. <i>W</i>	3 j. HM	5 j. <i>W</i>	5 j. HM	3 j. <i>W</i>	= 22 jours

Ces associations ont bien été caractérisées par les successions de types de temps ressortant du tableau 2 pour les situations ou régimes correspondants, c'est à dire par situation **HM**: beau temps en général, sous régime d'*W*: temps variable avec journées de précipitations entrecoupées d'éclaircies pouvant durer un ou plusieurs jours.

2^o Associations des situations T_rW et T_rM
en août 1946: 5 jours T_rW 2 jours T_rM 5 jours

T_rW = 12 jours

en avril 1950: 4 jours T_rM 7 jours T_rW = 11 jours

Ces associations ont été caractérisées par un mauvais temps prédominant.

3^o Association des situations d'W_s et W
de fin décembre 1947 à janvier 1948:

8 jours W_s 6 jours W 4 jours W_s 4 jours W
5 jours W_s = 27 jours

Temps résultant: généralement mauvais, aggravé lors des passages en situation d'W_s.

4^o Autres associations:

En février — mars 1947: 5 HF 4 HNF 19 HNF
= 28 jours

Beau temps prédominant par situations HF et HNF, mauvais temps persistant (avec rares éclaircies) par situation HNF cyclonique.

En mai 1950: 4 HNF 3 HNF 4 HN = 11 jours

Temps orageux.

En avril 1946: 2 W 10 BM 2 W = 14 jours

Beau temps en général, temporairement nuageux.

Ces quelques exemples laissent entrevoir l'enterêt que peut présenter l'étude des successions de situations météorologiques pour la détermination des types de temps qui généralement doivent en découler.

Il nous est apparu par ailleurs, qu'une même situation, suivant l'association dont elle fait partie et certains éléments particuliers, peut donner lieu à des types de temps différents. Ces conditions restent à déterminer.

6.17. Einfluß der Transsylvaner Alpen auf die Struktur des östlichen Windes in der Pannonischen Ebene

von

Marko Milosavljević

(mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird der Einfluß der Transsylvaner Alpen auf die Gestaltung des starken, böigen Windes in der Pannonischen Ebene, welcher unter dem Namen „Koschawa“ bekannt ist, analysiert. Die Luftdruckverteilung beim Wehen des Koschawa-Windes ist folgende: Antizyklone über der Ukraine und Rumänien und Depression über dem Adriatischen Meer und dem westlichen Teil des Mittelmeeres. Die Horizontalluftdruckgradienten sind über dem Gebirgsmassiv am größten. Sie vermindern sich rasch gegen Westen über Jugoslawien vom Gebirgsgebiet entfernt und noch rascher gegen Osten über die Walachische Ebene.

Abstract

In this study is analysed the influence of Transylvanian Alps on the formation of the strong, gusty wind in the Pannonian Plain, which is known under the name „koshava“. The distribution of the air pressure during the blowing of the koshava-wind is as follows: anticyclone over Ukraine and Romania and depression over Adriatic Sea and the western of the mountain massiv the biggest. They become over Jugoslavia smaller quickly towards the west going from the mountain region and quicklier on the east over the Valachian Plain.

Résumé

On étudie l'analyse de l'influence des Alpes Transylvaniennes sur la formation d'un vent fort rafale dans la Plaine de Pannonie, connu sous le nom de „koshava“. La répartition de la pression atmosphérique quand le koshava souffle, est la suivante: Anticyclone sur l'Ukraine et la Roumanie ainsi que la dépression sur la Mer Adriatique et la partie ouest de la Méditerranée. Les gradients horizontaux de la pression atmosphérique sont les plus grands au dessus du massif de montagnes. Ils amoindrissent très vite en allant de la région montagneuse vers l'ouest au dessus de la Yougoslavie et encore plus vite vers l'est au dessus de la Plaine de Valachie.

In der Pannonischen Ebene weht oft ein starker, böiger Wind, welcher unter dem Namen „Koschawa“ bekannt ist. Dieser Wind weht am häufigsten im kälteren Teil des Jahres, und zwar ununterbrochen während mehrerer aufeinanderfolgender Tage.

Koschawa erscheint, wenn sich über der Ukraine und Bessarabien eine Antizyklone und über dem Adriatischen Meer und Italien eine Depression befinden. Dieser Fall kommt vor, wenn sich die sibirische Antizyklone während des Winters in der Form eines Höhenrückens über Ukraine, Rumänien und weiter gegen Westen verbreitet. Bei einer solchen Luftdruckverteilung erstrecken sich die Isobaren über Jugoslawien vom Nordwesten nach Südosten oder vom Norden nach Süden, und die Horizontalluftdruckgradienten sind vom Nordosten nach Südwesten oder vom Osten nach Westen gerichtet.

Eine solche Luftdruckverteilung bedingt am Boden eine Strömung der kalten kontinentalen Luft aus der Ukraine gegen Westen. Aber da diese kalte Luftmasse ziemlich leicht ist (1) und spezifisch schwer, so kann sie während ihrer Bewegung nicht über das Gebirge der Karpaten vordringen, sondern sie umfließt sie von der östlichen Seite und kommt in der Form einer nordöstlichen Strömung in das Donautal, d. h. in die Walachische Ebene herunter. Die Luft häuft sich da an und bildet einen Kaltluftsee (2), aus welchem sich die Luftmassen gegen Westen „übergießen“. Das Durchbrechen der Luftmassen gegen Westen erfolgt durch Täler und Talkessel der Gebirgsgegend der Transsylvaner Alpen und des Balkangebirges. Diese kalte Luft strömt größtenteils den Flußbetten der Donau (durch das Eiserne Tor), des Timoks, der Crna Reka und anderen entlang.

Beim Ausgang der Luftmassen aus den Gebirgskesseln und Flußtälern und besonders aus dem Eisernen Tor in die Pannonische Ebene und Moravatal bildet sich ein starker, böiger Wind aus dem südöstlichen Quadranten. Dementsprechend kann der Wind Koschawa als Folge der Düsenwirkung (3) der Luftströmung durch das Eiserne Tor und andere Flußbetten und Gebirgsschluchten betrachtet werden.

Die allgemeine Luftdruck- und Windverteilung während des Wehens der Koschawa in der Pannonischen Ebene ist auf der Abbildung 1 dargestellt.

Bei einer solchen Luftdruckverteilung sind die Horizontalgradienten im Gebiet des Gebirgsmassivs der Transsylvaner Alpen und des Balkangebirges besonders groß. Die Horizontalluftdruckgradienten sind über dem Gebirgsmassiv die größten. Sie vermindern sich vom Gebirgsgebiet weiter gegen Westen über Jugoslawien rasch und noch rascher gegen Osten über die Walachische Ebene.

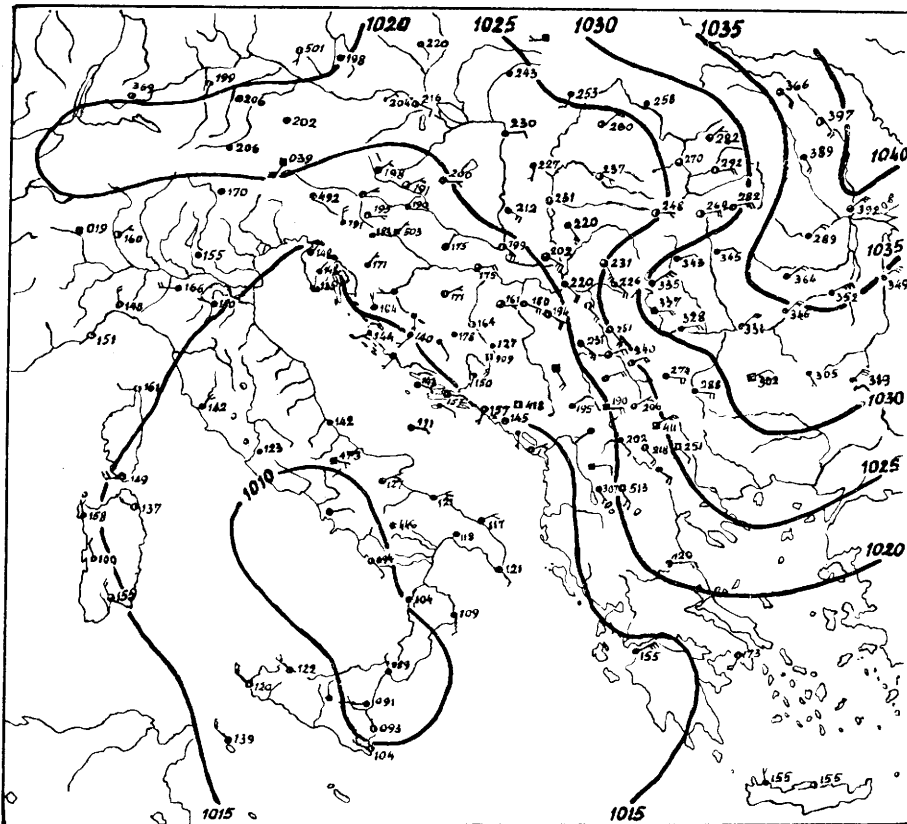


Abb. 1
Verteilung des Luftdrucks, des Windes und der Bewölkung
am 25. März 1957 um 10 Uhr

Auf der Abbildung 2 sind Mittelwerte der Horizontal-
luftdruckgradienten in Millibaren auf folgenden Profilen
dargestellt:

- I Tg. Jiu — Vršac — Novi Sad
- II Bucuresti — Turnu Severin — Veliko Gradište —
Beograd
- III Turnu Magurele — Negotin — Cuprija — Kraljevo,
und
- IV Lom — Niš

nischen Ebene, wo das Gelände ebenfalls flach ist, ver-
kleinern sich zwischen Vršac und Novi Sad die Luft-
druckgradienten sehr schnell. Daraus kann man schlie-
ßen, daß bei solchen barischen Großwetterlagen die Gebirgsketten der Transsylvaner Alpen und des Balkan-
gebirges als ein Hindernis, vor welchen sich kalte Luft-
massen aufhäufen, dienen, und deshalb sind auch die
Horizontalluftdruckgradienten vergrößert. Diese Ver-
größerung der Gradienten wirkt als eine Lokalverstär-
kung der Luftdruckwirkung (4), weshalb auch der Wind
Koschawa eine große Geschwindigkeit besitzt.

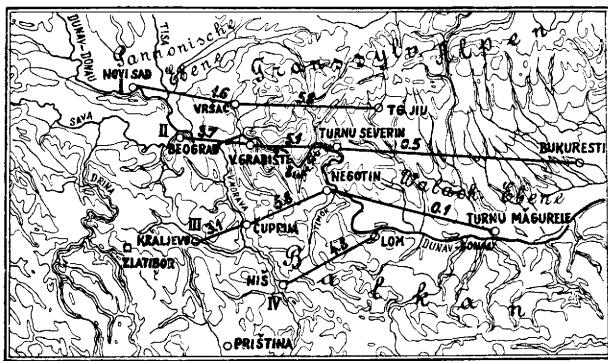


Abb. 2
Mittelwert des Horizontalluftdruckgradienten in mb

Die Mittelwerte der Luftdruckgradienten in Abb. 2
sind mittels 20 charakteristischer Fälle, während in der
Pannonischen Ebene starke Koschawa geweht hat, be-
rechnet worden, und zwar vom Jahr 1955 bis April 1958.

Wie man in Abb. 2 sehen kann, sind die Horizontal-
luftdruckgradienten in der Walachischen Ebene sehr
klein und über dem Gebirge viel größer. In der Panno-

Die Horizontalluftdruckgradienten sind zwischen Ve-
liko Gradište und Belgrad (3,7 mb) auf dem Profil II
und zwischen Cuprija und Kraljevo (3,1 mb) auf dem
Profil III größer als zwischen Vršac und Novi Sad
(1,6 mb) auf dem Profil I. Das ist allerdings durch die
Orographie des Gebietes bedingt, denn das Gelände
zwischen Veliko Gradište und Belgrad, und beson-
ders zwischen Cuprija und Kraljevo ist hügelartig.

Koschawa weht sehr selten nur an einem Tag, sondern
häufig während mehrerer nacheinanderfolgenden Tage.
Es hat auch Fälle gegeben, daß dieser Wind mehr als
20 Tage gedauert hat. Es soll hier noch erwähnt werden,
daß Koschawa ein ziemlich trockener Wind ist und des-
halb sehr ungünstig auf alle Lebewesen einwirkt.

Um besser die Struktur des südöstlichen Windes Ko-
schawa in der Pannonischen Ebene kennen zu lernen,
werden hier einige Elemente für eine fünftägige Peri-
ode dieses Windes vom 25. bis 29. März 1957 ange-
führt. Für diese Darstellung sind vorzugsweise Regi-
strierdaten der Richtung und Windgeschwindigkeit mit
Fuess-Universalanemographen ausgenutzt, welche in
Vršac, Novi Sad, Belgrad (auf zwei Punkten), Zlatibor
und Priština aufgestellt sind. Die Verteilung dieser me-
teorologischen Stationen sieht man in Abb. 2.

Tab. 1

Mittlere tägliche Windgeschwindigkeit (V_0), mittlere tägliche maximale Windgeschwindigkeit (V_1) und absolute tägliche maximale Windgeschwindigkeit (V_2) in m/sek, ohne Rücksicht auf die Windrichtung

T a g e		25. III.			26. III.			27. III.			28. III.			29. III. 1957		
Stationen	Seehöhe m	V_0	V_1	V_2	V_0	V_1	V_2	V_0	V_1	V_2	V_0	V_1	V_2	V_0	V_1	V_2
Vršac	84	20,0	31,0	37,3	12,6	22,2	27,3	10,0	17,4	24,8	9,8	15,8	20,8	11,5	16,8	21,2
Beograd- Zeleno Brdo	244	21,9	29,2	33,1	17,6	24,6	33,8	13,6	18,3	25,0	11,1	13,5	17,1	9,1	10,5	14,3
Beograd- Meteor. Observ.	132	12,6	25,7	31,0	9,9	20,1	24,0	9,0	17,1	22,1	7,0	13,4	19,0	6,1	10,7	13,9
Novi Sad	134	15,2	26,5	29,6	10,2	25,3	29,0	10,5	19,1	21,4	7,4	13,7	19,0	4,0	7,4	15,3
Zlatibor	1030	3,1	—	—	3,5	—	—	3,5	—	—	2,2	—	—	4,1	—	—
Priština	572	6,3	8,6	13,2	5,6	7,4	11,7	4,3	5,9	9,5	1,7	2,8	5,7	1,5	2,7	7,0

Tab. 2

Windrichtungshäufigkeiten in Stunden vom 25. bis 29. März 1957

Stationen	W i n d r i c h t u n g															
	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
Vršac							52	68								
Beograd- Zeleno Brdo							73	43	4							
Beograd- Meteor. Observ.					2	78	37	3								
Novi Sad			1	1	3	57	54	1			1	1				1
Zlatibor		36	21	34	2	12				12	1	2				
Priština	11	27	20	13	25	8	3	2	1		2	1	1	4	2	

In der Tabelle 1 befinden sich Werte der Windgeschwindigkeit nach Tagen für die 6 vorne angeführten Orte.

Die mittleren täglichen Windgeschwindigkeiten sind auf Grund von Stundenwerten der Windgeschwindigkeit für den entsprechenden Tag ohne Rücksicht auf die Windrichtung berechnet worden, während die Tagesmittel der maximalen Geschwindigkeiten mittels der absoluten Windböen während einzelner Tagesstunden berechnet sind, ebenfalls ohne Rücksicht auf die Windrichtung; die absoluten maximalen Windgeschwindigkeiten stellen die stärksten Windböen während des entsprechenden Tages dar.

Aus der Tabelle 1 sieht man, daß die größten Tagesmittelwerte des Windes in Belgrad — Zeleno Brdo vom 25. bis 28. März gemessen wurden. Die größte maximale Geschwindigkeit von 37,7 m/s trat in Vršac am 25. März zwischen 21 und 22 Uhr auf, während die größte Geschwindigkeit in Belgrad — Zeleno Brdo von 33,8 m/s am 26. März zwischen 1 und 2 Uhr registriert wurde. Es ist besonders charakteristisch, nach den Daten aus der Tabelle 1, daß ein großer Unterschied zwischen der Windgeschwindigkeit der Koschawa in Belgrad — Zeleno Brdo und in Belgrad — Meteorologisches Observatorium besteht. Die Unterschiede zwischen diesen Geschwindigkeiten sind um so größer, je größer die Ge-

schwindigkeit der Koschawa ist. Ein solches Verhältnis gilt auch für die Mittelwerte der maximalen Geschwindigkeit ebenso wie für die absoluten maximalen Werte. Von der Ursache dieser Erscheinung wird später die Rede sein. Auf dem Zlatibor und in Priština haben während der 5 genannten Tage ziemlich schwache Winde aus verschiedenen Richtungen geweht.

Häufigkeiten der Windrichtungen in Stunden vom 25. bis 29. März 1957 sind in der Tabelle 2 dargestellt.

Wie man nach der Tabelle 2 schließen kann, ist die größte Häufigkeit des Windes Koschawa in einzelnen Orten verschieden, aber allgemein gesehen weht Koschawa aus dem südöstlichen Quadranten. Die Richtung

der Koschawa ist eigentlich durch die Form des Geländes und durch verschiedene Hindernisse bzw. Gebäude im betreffenden Gebiet modifiziert. So hat Koschawa während dieser 5 Tage in Belgrad — Zeleno Brdo am häufigsten aus der SE-Richtung, dagegen in Belgrad — Meteorologisches Observatorium aus der ESE-Richtung geweht.

Zwecks einer genaueren Darstellung der Windstruktur der Koschawa in Belgrad — Zeleno Brdo und in Belgrad — Meteorologisches Observatorium sind in den Abbildungen 3 u. 4 Original-Anemogramme der Windrichtung (D), des Windweges (V), und der maximalen Böen (V_x) für die betreffenden zwei Orte, und zwar für den 25. März 1957 von 8 bis 20 Uhr, dargestellt.

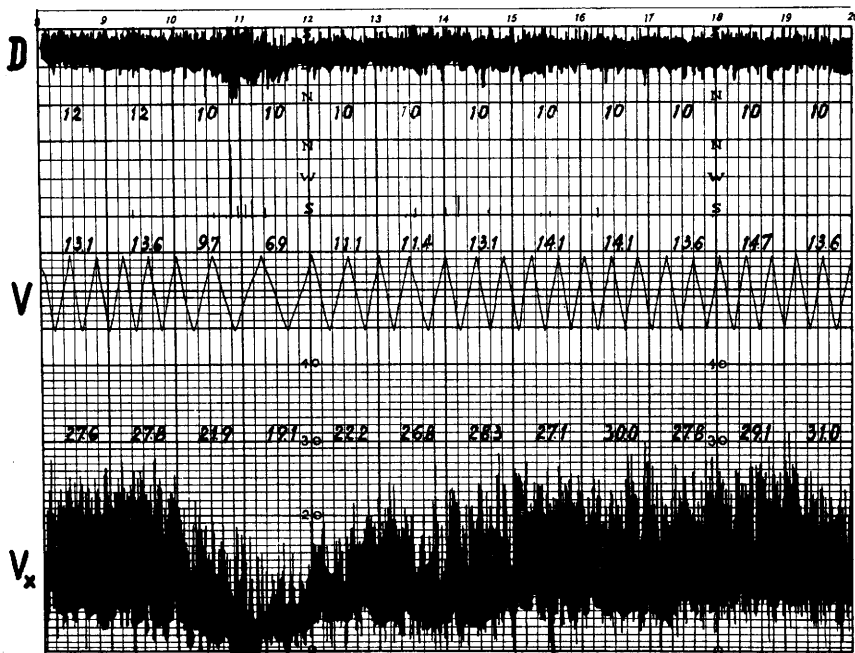


Abb. 3
Original-Anemogramm der Windrichtung (D), des Windweges (V) und maximaler Böen (V_x) am 25. März 1957 von 8 bis 20 Uhr auf dem Meteorologischen Observatorium in Belgrad-Stadtmitte

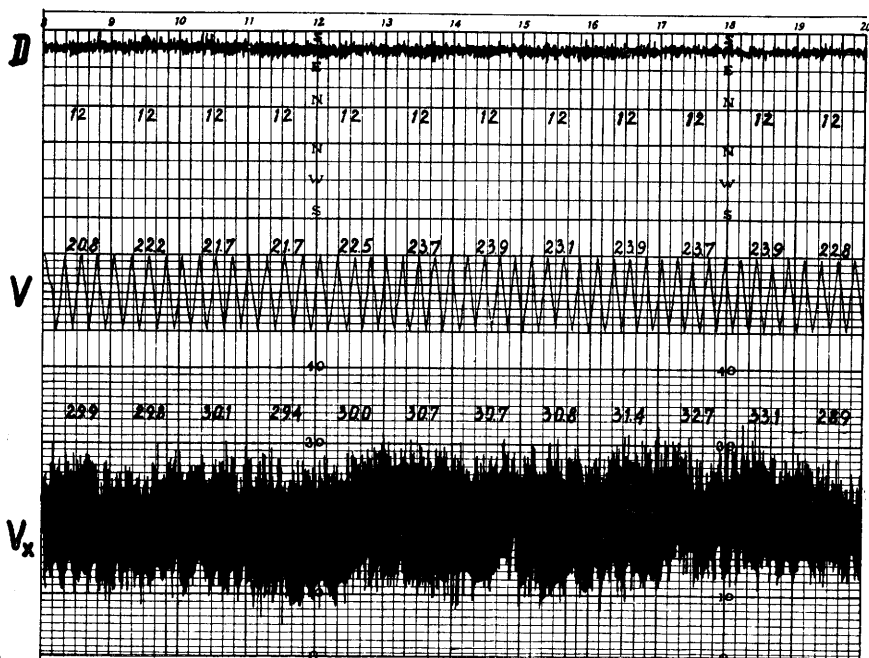


Abb. 4
Original-Anemogramm der Windrichtung (D), des Windweges (V) und maximaler Böen (V_x) am 25. März 1957 von 8 bis 20 Uhr auf der Stadtperipherie Belgrads - Zeleno Brdo

Aus den Abb. 3 und 4 sieht man, daß die gebrochene Linie für Belgrad — Meteorologisches Observatorium mehr verzogen ist als für Belgrad — Zeleno Brdo. Die Zahlen über den Linien V stellen mittlere Stundenwerte der Windgeschwindigkeit, und die über den maximalen Windböen V_x absolute maximale Windgeschwindigkeiten in m/s im Intervall von einer Stunde dar. Es fällt besonders auf, daß die mittleren und maximalen Windgeschwindigkeiten in Belgrad — Meteorologisches Observatorium in der Zwischenzeit von 10 bis 12 Uhr bedeutend kleiner gewesen sind als in Belgrad — Zeleno Brdo.

Um die ziemlich großen Unterschiede in der Windstruktur der Koschawa an diesen zwei Punkten in Belgrad allein verstehen zu können, ist es nötig, hier die lokalen Bedingungen für diese zwei Punkte zu erklären. Das Meteorologische Observatorium in Belgrad befindet sich fast in der Stadtmitte und ist von hohen Gebäuden umfaßt, die Seehöhe beträgt 132 Meter. Das Aerologische Observatorium Begrad — Zeleno Brdo befindet sich an der südöstlichen Stadtperipherie, auf der Seehöhe von 244 Meter. Das Gelände bei Belgrad — Zeleno Brdo ist gegen den Südosten (aus welcher Richtung Koschawa weht) offen, und es gibt in dieser Richtung fast gar keine Gebäude. Die Entfernung zwischen den beiden Observatorien ist $4\frac{3}{4}$ km.

Die Meinung des Verfassers ist, daß die verschiedene Struktur des Windes Koschawa an diesen zwei Orten in Belgrad durch den Einfluß der äußeren Reibung zwischen der strömenden Luft und dem Gelände, worüber die Luft strömt, bedingt ist. Die äußere Reibung ist in der Stadt beim Meteorologischen Observatorium viel größer als an der offenen Lage des Zeleno Brdo, deshalb sind auch in Belgrad — Zeleno Brdo die Geschwindigkeiten viel größer und die Windrichtung beständiger, als in Belgrad — Meteorologisches Observatorium.

Zur Darstellung der Windverteilung in der ganzen Volksrepublik Serbien vom 25. bis 29. März 1957 sind auch Terminbeobachtungen von 1, 4, 7, 10, 13, 16, 19 und 22 Uhr der mitteleuropäischen Zeit für 28 Stationen gebraucht worden. Auf Grund der Terminbeobachtungen sind Häufigkeiten der Windrichtungen in Promillen für die Periode von 5 Tagen berechnet. Für dieselben Tage sind auch die Mittelwerte der Windgeschwindigkeit ohne Rücksicht auf die Richtung berechnet worden. Auf Grund der Häufigkeiten der Windrichtungen für jede Station sind die Vektor-Resultanten der Windrichtung nach der bekannten Lamberts Regel berechnet (5), und in die Abbildung 5 eingetragen worden. Auf die Vektor-Resultanten sind auch die Mittelwerte der Windgeschwindigkeit ohne Rücksicht auf die Richtung eingezeichnet worden.

Die Abbildung 5 zeigt, daß vom 25. bis 29. März 1957 die stärkste Koschawa in den Tälern der Donau und Grosser Morava geweht hat, während es im südlichen

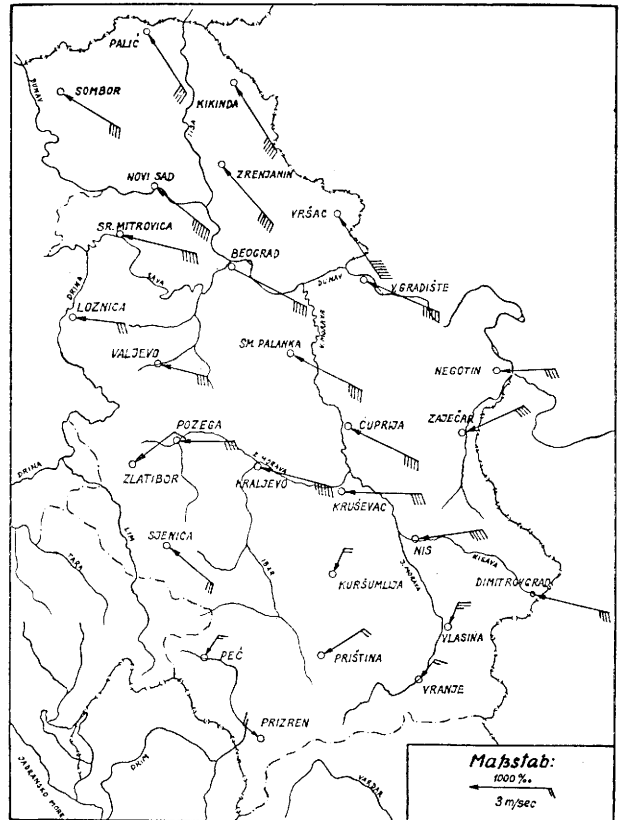


Abb. 5

Vektorielle Resultanten der Windrichtung und der Windgeschwindigkeit ohne Rücksicht auf die Richtung in der Volksrepublik Serbien um 1, 4, 7, 10, 13, 16, 19 und 22 Uhr

und südöstlichen Teil des Gebiets der Volksrepublik Serbien, welches ausschließlich ein Gebirgsgebiet ist, der Wind ziemlich schwach gewesen ist und aus verschiedenen Richtungen geweht hat.

Literatur

- (1) Péczely, G.: Großwetterlagen in Ungarn. Kleinere Veröff. Zentralanst. Meteor. Budapest Nr. 30 (1957)
- (2) Čadež, M.: Jezera hladnog vazduha. Hidrometeor. glasnik 1, 9 (1948)
- (3) Küttner, J.: Die Koschawa in Serbien. Meteor. Z. 57, 120 (1940)
- (4) Rona, S.: Die Südungarische Kossava. Meteor. Z. Hann-Band 154 (1906)
- (5) Angot, A.: Traité élémentaire de Météorologie. Paris 1928

6.18. Abweichungen des Windes auf den alpinen Beobachtungsstationen in bezug auf die Strömung in der freien Atmosphäre

von

Janko Pristov

(mit 2 Abbildungen und 2 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Veranschaulicht wird die Windrose der Kredarica, 2515 m hoch im Triglavmassiv, im Vergleich zu anderen hochalpinen Observatorien. Die Betonung liegt auf dem gleichzeitigen Vergleich des Windes auf einer hochgelegenen Station mit dem Winde der freien Atmosphäre und vor allem den größeren, durch synoptische Situationen bekräftigten Windabweichungen. Ferner wird die Ursache der Windabweichung und deren Verwendung zu kurzfristigen örtlichen Wettervorhersagen betont.

Abstract

The comparison given above shows great differences in speed and direction between the winds at various mountain weather stations and the winds in free atmosphere. These differences largely depend on the shape of the orographic barrier. It is namely important whether the flow on its passage over the barrier becomes turbulent or remains laminar. This difference between the winds at mountain weather stations and those in free atmosphere can be very well used for local weather forecasting.

Résumé

Il résulte de la comparaison exposée ci-dessus que les vents observés à de différentes stations météorologiques élevées diffèrent beaucoup des vents dans l'atmosphère libre en vitesse et en direction. Ces différences dépendent en grande partie de la forme de la barrière orographique qui peut changer un mouvement laminaire en mouvement tourbillonnaire. Ces différences entre les vents modifiés par le relief orographique et ceux dans l'atmosphère libre peuvent très bien servir aux prévisions locales du temps.

Bei den hochalpinen Beobachtungsstationen sind die Angaben über Windrichtung und Windgeschwindigkeit oft nicht repräsentativ. Das wollen wir für die Hochgebirgsstationen: Kredarica $\lambda = 46^{\circ} 23'$, $\varphi = 13^{\circ} 51'$, Hs = 2515 m; Bjelašnica $\lambda = 43^{\circ} 42'$, $\varphi = 18^{\circ} 15'$, Hs = 2067 m; Sonnblick $\lambda = 47^{\circ} 03'$, $\varphi = 12^{\circ} 57'$, Hs = 3106 m zeigen. Die Angaben beziehen sich auf den Zeitabschnitt der Jahre 1955 — 1957 bzw. 1954 — 1956 für den Sonnblick, und auf die Termine von 14 bzw. 16 Uhr. Damit konnten die Angaben der freien Atmosphäre mit den gleichzeitigen Daten auf den Bergstationen, die an-

nähernd auf der gleichen Höhe liegen, verglichen werden.

Für die Stationen Bjelašnica und Kredarica habe ich den Wind in der freien Atmosphäre mit Hilfe der in ihrem Umkreis liegenden Radiosondenstationen auf einer Fläche von 700 mb festgestellt. Diese Fläche liegt etwas höher als die erwähnten Stationen, ich habe jedoch vorausgesetzt, daß die Turbulenz in der freien Atmosphäre im großen und ganzen abnimmt. Die Angaben vom Sonnblick habe ich mit den gleichzeitigen Angaben des Windes über Wien in der Höhe von 3000 m verglichen.

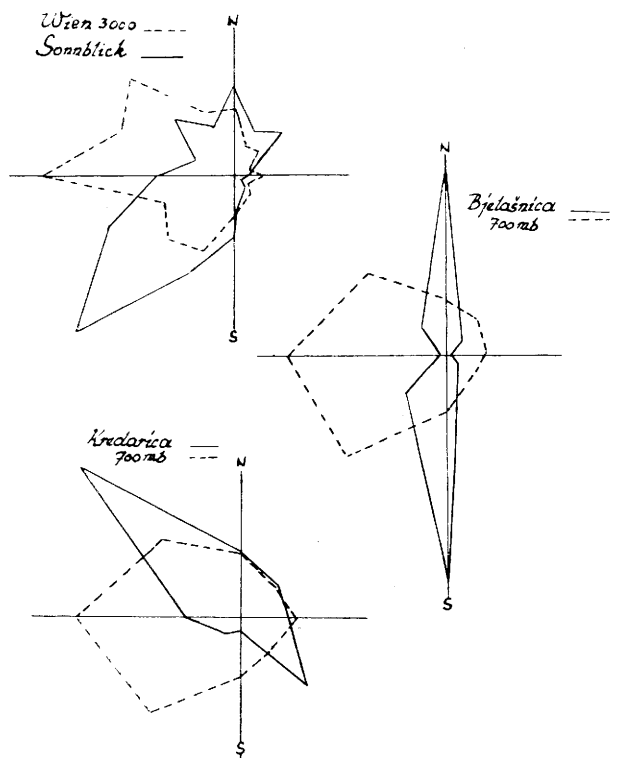


Abb. 1

- Die Windrose von Sonnblick ist mit den Wind-Radiosondenbeobachtungen aus Wien in der Höhe von 3000 m verglichen.
- Die Windrose von Bjelašnica ist mit der Strömung in 700 mb verglichen.
- Die Windrose von Kredarica ist mit der Strömung in 700 mb verglichen.

Wenn wir die einzelnen Windrosen auf den Observatorien mit denen in der freien Atmosphäre vergleichen, bemerken wir, daß da ziemliche Unterschiede bestehen. Bereits beim Observatorium Sonnblick (Abb. 1a), das auf der Spitze des Berges liegt, sehen wir, daß bedeutende Abweichungen vorkommen. Die Abweichungen sind jedoch wegen der Rechtsabweichung des ageostrophischen Windes im allgemeinen ziemlich regelmäßig.

Bjelašnica: Das Observatorium liegt auf der höchsten Spitze des Berges, zu beiden Seiten der Station breiten sich jedoch etwas tiefer gelegene Kämme aus. Die Windrose ist hier völlig deformiert, denn statt der vorherrschenden westlichen Komponente in der freien Atmosphäre herrscht hier der Nord- und Südwind vor.

West-südwestlich von der Kredarica liegt etwas abseits der Kamm des Triglavs, welcher um ungefähr 300 m höher ist als die Kredarica selbst. Auch hier ist die Windrose ziemlich deformiert, jedoch nicht so stark wie auf der Bjelašnica. Mit dem Winde in der freien Atmosphäre verglichen, weicht hier die Richtung nach links ab.

Als Vergleich sollen die abgebildeten Windrosen für die Zugspitze, das Jungfraujoch und den Pilatus dienen (Abb. 2). Auch hier sieht man, daß die Windrosen in bezug auf die freie Atmosphäre (bei der vorausgesetzt wird, daß die Westkomponente des Windes vorherrschend ist) sehr deformiert sind. Die kleinste Deformation weist jedoch die Zugspitze auf, deren Observatorium auf dem Gipfel liegt.

Ein anschaulicheres Bild von der Abweichung des Windes von der freien Atmosphäre als bei der Windrose gewinnt man durch den Vergleich gleichzeitiger Beobachtungen, bei denen die Abweichungen, die auch 180° betragen, durch Statistiken nicht verwischt werden.

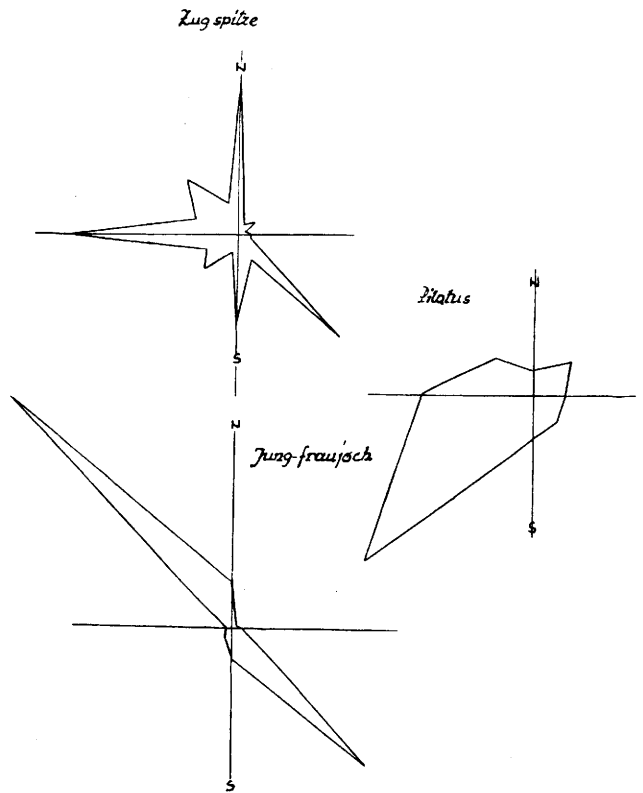


Abb. 2 Die Windrose von Zugspitze, Pilatus und Jungfraujoch.

Tab. 1

Die Abweichungen des Windes von der Richtung in der freien Atmosphäre

	nach rechts		nach links		in derselben Richtung	in der entgegengesetzten Richtung
	<90°	>90°	<90°	>90°		
Bjelašnica	52%	5%	24%	1%	18%	—
Sonnblick	45%	6%	26%	6%	16%	1%
Kredarica	27%	14%	29%	6%	15%	9%

Man bemerkt, daß die kleinste Abweichung des Windes auf der Bjelašnica ist, sie macht in den meisten Fällen weniger als 90° aus und auch das hauptsächlich nach rechts. Wenig stärkere Abweichungen weist der Sonnblick auf, die stärksten sind jedoch auf der Kredarica. Hier weht in 9% aller Fälle ein der freien Atmosphäre entgegengerichteter Wind. Diese Abweichungen lassen sich teilweise durch die Turbulenz erklären, dabei spielen aber auch andere Einflüsse eine wichtige Rolle. Z. B.: Bei der orographischen Zyklgenese über der Po-Ebene oder über dem Golf von Genua kommt auf der Südseite der Alpen die Strömung aus dem östlichen Quadranten, wogegen auf einer Fläche von 700 mb, die ungefähr 500 m höher liegt, die Strömung noch die süd-westliche Richtung hat. Damit können teilweise die häufigen Gegenwinde auf der Kredarica im Vergleich mit der freien Atmosphäre erklärt werden.

Auch was die Windstärke betrifft, bestehen bei den alpinen Observatorien große Abweichungen. Auf Grund der Angaben stellen wir fest:

Tab. 2

	Dieselben	Stärkere	Schwächere Winde
			als in der freien Atmosphäre
Bjelašnica	6%	57%	37%
Sonnblick	5%	35%	60%
Kredarica	7%	26%	67%

Wenn wir die Angaben betrachten, können wir feststellen, daß der Sonnblick und die Kredarica im allgemeinen schwächere Winde haben als sie in der freien Atmosphäre wehen. Auf der Bjelašnica ist aber das Gegenteil festzustellen. Auf dem Sonnblick und auf der Kredarica treten bei gleichzeitigen schwachen Winden in der freien Atmosphäre gewöhnlich stärkere Winde auf. Auf der Kredarica steht das am häufigsten im Zusammenhang mit dem Einbruch der Kaltluft.

Für den Sonnblick kennzeichnend ist die Erscheinung, daß bei starkem Wind in der freien Atmosphäre auf dem Observatorium ein viel schwächerer Wind weht. In 237

Fällen, da der Wind die Geschwindigkeit in der freien Atmosphäre zwischen 20 und 30 Kts erreichte, war die Mittelgeschwindigkeit auf dem Sonnblick nur 14 Kts. Noch ein größerer Unterschied tritt auf beim Wind mit der Geschwindigkeit über 30 Kts in der freien Atmosphäre. Von den 214 Fällen ist die Mittelgeschwindigkeit in der freien Atmosphäre 39 Kts, auf dem Observatorium jedoch nur 16 Kts. In diesen Fällen weht auf dem Observatorium ein mehr als um die Hälfte schwächerer Wind wie in der freien Atmosphäre.

Es hat den Anschein, daß in den Alpen bei stärkerem Wind eine sehr kräftige Turbulenz auftritt. Dies wird auch durch die Tatsache, daß der Wind auf der Kredarica immer stoßweise weht, bestätigt. Die gegenteilige Erscheinung tritt auf der Bjelašnica auf. Da weht der Wind nur über ein Gebirgshindernis, deshalb ist er auf der Höhe des Observatoriums mehr oder weniger laminar. Das wird aber auch noch dadurch bestätigt, daß der starke Wind auf der Bjelašnica nicht so stoßweise auftritt wie auf der Kredarica. Es hat den Anschein, daß die stark deformierte Windrichtung, insbesondere aber die sehr geschwächte Windgeschwindigkeit auf den alpinen Observatorien bei starkem Wind in der freien Atmosphäre, die Folge der Turbulenz ist, die über den ganzen Alpen herrscht. Das gilt aber nicht für vereinzelt Bergkämme, wie das auf der Bjelašnica der Fall ist. Hier ist die Luftströmung mehr oder weniger laminar, darum gilt hier die allgemein bekannte Regel, daß der Wind an dem orographischen Hindernis

an Stärke gewinnt. In 200 Fällen aus dem Intervall von 20 bis 30 Kts, war die Mittelgeschwindigkeit des Windes in der freien Atmosphäre 23 Kts, auf der Bjelašnica dagegen 29 Kts. Bei über 30 Kts in der freien Atmosphäre erreichte der Wind in der freien Atmosphäre eine Mittelgeschwindigkeit von 34 Kts in 78 Fällen, auf der Bjelašnica betrug aber die Mittelgeschwindigkeit 50 Kts. Es kommt oft vor, daß der Wind am Kamm der Bjelašnica um mehr als 100% an Stärke gewinnt und daß er die Geschwindigkeit von 100 Kts erreicht, was sonst für die alpinen Beobachtungsstationen eine Seltenheit ist.

Wenn wir rückblickend auf die Repräsentativität der Stationen mit Rücksicht auf den täglichen prognostischen Dienst betrachten, können wir feststellen: Die Windverhältnisse der freien Atmosphäre werden von keiner Hochstation, auch wenn sie auf dem Gipfel liegt, ganz richtig angegeben. Deshalb ist es für den Prognostiker viel wichtiger, daß er die Windabweichung kennt. Auf den ersten Blick ist die Kredarica keine vollkommen repräsentative Station, sie kann aber mit ihren Angaben der einzelnen Abweichungen sehr viel zur Deutung der Wetterprozesse in den Alpen beitragen. Wir können ruhig behaupten, daß die Kredarica dem Prognostiker behilflicher ist als die Bjelašnica, welche auf dem Gipfel des Berges liegt. Als Beispiel können solche Situationen dienen, in denen auf der Kredarica bei Ostwinden Niederschläge vorkommen; sobald der Wind nach NW umspringt, hören die Niederschläge in einigen Stunden auf.

6.19. Praktische Anwendung der barometrischen Höhenformel bei der Untersuchung der Kalt- und Warmlufteinbrüche

von

Marjan Čadež

(mit 1 Abbildung und 1 Tabelle im Text)

Zusammenfassung

Es wird auf eine einfache Formel hingewiesen, die bei der statistischen Bearbeitung der Kalt- und Warmlufteinbrüche in Berggebieten mit Erfolg benutzt werden kann.

Abstract

Here is paid attention to a simple equation which can be used with success for statistical calculations of cold and warm invasions of air at mountain regions.

Résumé

Ici on fait remarquer à une simple équation qui peut être employé avec succès pour les calculs statistiques des invasions de l'air froid et chaud dans les régions montagneux.

Die systematischen Untersuchungen der atmosphärischen Erscheinungen sind von großer Bedeutung für das Wahrnehmen der verschiedenen Eigenschaften der Atmosphäre. Auf diesem Wege kommen wir verhältnismäßig einfach zu verschiedenen Grundlagen für die theoretischen Untersuchungen, mit welchem wir die bemerkten Vorgänge erklären, das heißt auf physikalisch-mathematischen Wege beschreiben wollen.

Ein solcher Vorgang sind die Kalt- und Warmlufteinbrüche, die bei uns im Zusammenhang mit allen wesentlichen Wetteränderungen stehen. Dabei ist es wichtig, von jeder eingedrungenen Luftmasse mehr thermo-

dynamische Eigenschaften zu kennen. In dieser Hinsicht können die Daten über die lokalen Luftdruckänderungen von zwei nahe beieinander liegenden Stationen auf verschiedener Höhen von großem Nutzen sein.

Hier wollen wir zeigen, wie die mittlere (virtuelle) Temperatur der Luftschicht, die zwischen zwei solchen Stationen liegt, auf Grund der Luftdruckänderungen auf beiden Stationen einfach berechnet werden kann. Mit Hilfe solcher Daten von mehreren „Doppelstationen“ in Bergmassiv können wir die Fronten und Transformation der Luftmassen besser verfolgen.

Nach der barometrischen Höhenformel ist die zeitliche Änderung der mittleren virtuellen Temperatur t_m der Luftschicht, die zwischen der Höhen z_0 und z ($z_0 < z$) liegt, (1)

$$[1] \quad \delta t_m = a(\delta p - b\delta p_0)$$

(δp_0 , und δp sind die gleichzeitige Änderung des Luftdruckes p_0 bzw. p auf der Höhe z_0 bzw. z). Hier bedeutet

$$[2] \quad a = \frac{(273 + t_m)^2}{\gamma_h p (z - z_0)} = \frac{\gamma_h (z - z_0)}{p (\ln p_0 - \ln p)^2}$$

und

$$[3] \quad b = p:p_0 = \exp\left[-\frac{\gamma_h (z - z_0)}{273 + t_m}\right]$$

(γ_h = Temperaturgradient der homogenen Atmosphäre). Die Koeffizienten a und b für eine Doppelstation (die p_0 , δp_0 , p und δp mißt), sind ziemlich beständig. Einige Werte befinden sich in der Tabelle 1, die streng gültig nur für eine trockene Atmosphäre ist.

Tab. 1

z_0	=	0	0	0	500	500	500	1000	1000	1000 m
p_0	=	1000	1000	1000	940	940	940	880	880	880 mb
t_0	=	0	0	0	-3	-3	-3	-6	-6	-6°C
t_m	=	-3	-4,5	-6	-4,5	-6	-7,5	-6	-7,5	-9°C
z	=	1000	1500	2000	1500	2000	2500	2000	2500	3000 m
$z - z_0$	=	1000	1500	2000	1000	1500	2000	1000	1500	2000 m
p	=	880	825	775	825	775	725	775	725	680 mb
a	=	2,38	1,68	1,36	2,49	1,78	1,40	2,73	1,89	1,51
b	=	0,88	0,83	0,78	0,88	0,82	0,77	0,88	0,82	0,77

(t_0 = Temperatur auf der Höhe $z = 0$, δp und δp_0 in mb, δt_m in °C)

Wenn bei den gleichen Werten für p die mittleren Temperaturen t_m um 10, 20 bzw. 30° größer wären, würden die Werte a aus der Tabelle um 8, 15 bis 16 bzw. um 24% größer sein. Wenn bei gleichen Bedingungen diese Temperaturen um 10 bzw. 20° niedriger wären, würden die Werte a um 7 bzw. um 14 bis 15% kleiner sein. Wenn weiter bei den gleichen Temperaturen t_m die Werte für Luftdruck um 20 mb größer oder kleiner wären, so würden die Werte a um 2 bis 3% kleiner bzw. größer sein als die angegebenen. Die Werte b , auf eine Dezimale abgerundet, können wir für die gegebenen Höhen als richtig betrachten.

Als Beispiel sollen uns die Daten aus der Doppelsta-

tion Sarajevo ($z_0 = 630$ m) — Bjelašnica ($z = 2067$ m) dienen.

Im Juli 1957 haben sich in Sarajevo Luftdruck und Temperatur in der Hauptsache zwischen den Grenzen 700 und 710 mm Hg bewegt. Auf der 1437 m höher gelegenen Station Bjelašnica waren in demselben Monat die entsprechenden Grenzen 590 und 600 mm Hg und 5 und 20° C. Deswegen können wir mit hinreichender Genauigkeit für unsere Zwecke in unserem Fall $a = 1,9$ grad/mb, $b = 0,8$ und

$$[4] \quad \delta t_m = 1,9 (\delta p - 0,8 \delta p_0)$$

schreiben.

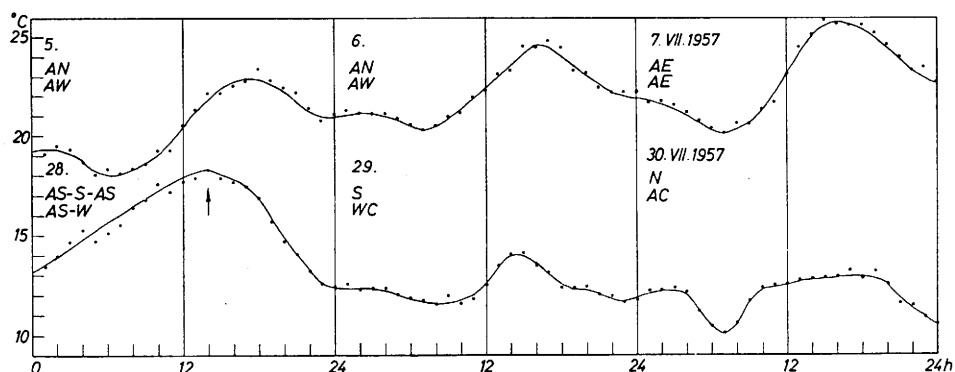


Abb. 1

Mittlere Sommertemperaturen für die Luftschicht zwischen Sarajevo (630 m) und Bjelašnica (2067 m) für 3 heitere Tage und für 3 Tage mit Kaltlufteinbruch. (Bei jedem Datum ist der Wassertyp für Bjelašnica und Sarajevo angegeben. Mit dem Pfeil ist der Beginn des Kaltlufteinbruchs angedeutet.)

In der Abb. 1 sind die stündlichen Mitteltemperaturen t_m für zwei Perioden im Juli 1957 für die erwähnte Doppelstation dargestellt. Die Temperaturänderungen δt_m sind nach der Gleichung [4], die Anfangswerte t_m (für das Termin 01h von 5. und 28. VII) mit Hilfe der Gleichung

$$[5] \quad t_m = \gamma_{hz}: (\ln p_0 - \ln p) - 273,2$$

berechnet. Die berechneten Werte sind nirgends mehr als um 1° verschieden von den richtigen.

Die obere Kurve bezieht sich auf eine Periode von 3 heiteren Tagen (die Wassertypen sind angegeben und nach (2) definiert). Sie zeigt die Erwärmung der Luftmassen, die von größeren Breiten gekommen sind. Die zweite Kurve bezieht sich auf eine 3tägige Periode mit einem Kaltlufteinbruch (der Frontdurchgang ist mit einem Pfeil angedeutet). Vor dem Einbruch herrschte eine starke Advektion der Warmluft aus dem südlichen Quadrant, nach dem Frontdurchgang trat aber ein schneller Temperaturrückgang ein.

Anlässlich der systematischen Untersuchungen der Kalt- und Warmlufteinbrüche brauchen wir solche Daten, vor allem die Daten über die Erwärmung der eingedrungenen kalten Luftmassen. Von der Erwärmung

ist nämlich, unter anderen, die Neigung der Frontfläche und mit dieser die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Front abhängig (3). Von dieser Erwärmung sind weiter die Luftbewegungen in der eingedrungenen Luftmasse und Massendivergenz in der Höhe abhängig.

Die Daten über die Änderung der Temperatur der unteren Luftschichten in dem Alpengebiet und in den umgebenden Berggebieten würden von großer Bedeutung für die Verbesserung der Wettervorhersage in diesen Gebieten sein. Von großer Bedeutung wären sie auch für die Untersuchungen in der theoretischen und mathematischen Meteorologie, die auf den Resultaten der systematischen Untersuchungen der atmosphärischen Erscheinungen basieren sollen.

Literatur

- (1) Hann-Süring: Lehrbuch der Meteorologie. V. Aufl. Leipzig 1937, S. 232
- (2) Annuaire de l'Observatoire Aéologique à Belgrade 1952, Beograd 1956, S. IV
- (3) Čadež. M.: Analyse du temps en Yougoslavie durant l'année 1951. Mém. Serv. Hydrometeor. Yougoslavie No. 5 (1954)

6.20. Der Einfluß der Alpen auf die Kaltfront-Bewegungen

von

Zdravko Petkovšek

(mit 8 Abbildungen und 5 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Vorliegende Abhandlung behandelt die Kinematik der Kaltfronten im Gebiet der Alpen auf Grund von 67 Kaltfronten, die im Jahr 1957 auf das Wetter in Slowenien einwirkten. Die Abhandlung gründet sich auf besonders bestimmte Lagen der Fronten nach den Bodenkarten. Fast alle Kaltfronten, die in diesem Jahr über Slowenien hinweg zogen, kamen über die Alpen. Dabei entstanden in ihnen Deformationen und Änderungen der Richtung sowie ihrer Bewegung, deren quantitative Werte auf ziemlich eigenartige Weise bestimmt und gegeben wurden. Weiterhin sind die Folgen dieser Veränderungen ersichtlich, vor allem die Verspätungen des Eintreffens der Fronten in ein Gebiet hinter den Alpen.

Abstract

The kinematics of the cold fronts within the range of the Alps has been studied on the basis of 67 cold fronts that influenced the weather in Slovenia in the year 1957. The treatment is reposed on especially determined positions of fronts, using surface maps. Almost all cold fronts that crossed Slovenia came over the Alps. There occurred deformations and changes of the direction and speed of their movement, the quantitative values of which are determined and given in a rather peculiar way. Then one can follow the consequences of these changes, first of all the retardation of the fronts in the regions behind the Alps. Positional speeds of cold fronts coming from various directions however, are discussed only qualitatively.

Einleitung

Die Erfahrungen des Prognosedienstes ergeben, daß Kaltfronten oft stark verändert und in bezug auf ihre Eigenschaften zur Zeit ihrer Näherung anders als erwartet in Slowenien ankommen. Die große Mehrzahl der in Slowenien einfallenden Kaltfronten kommt über die Alpen, wobei sich viele ihrer Eigenschaften ändern. Obwohl der Einfluß von Bergketten auf Frontbewegungen bekannt und unmittelbar oder mittelbar ziemlich oft behandelt worden ist (1, 2, 3, 4, 5, 6), sind quantitative Werte in der Literatur selten zu finden.

Die Front als Grenze zwischen zwei verschiedenen Luftmassen, in welcher intensive und wichtige Wetterprozesse vorkommen, ist ein dynamisches, ständig wechselndes Gebilde. In gewisser Hinsicht und auf kürzere Zeit kann sie jedoch ein quasi-permanentes System vorstellen, das auch kinematisch zu verfolgen

möglich ist. Von diesem Standpunkt aus sind die Kaltfronten behandelt worden, die im Jahre 1957 über die Alpen in Slowenien eingefallen sind. Nachstehende Abhandlung berücksichtigt jedoch nur diejenigen Fälle von Kaltfronten, die auf den Wetterkarten mindestens 42 Stunden (7 synoptische Haupttermine) vor ihrer Ankunft in Slowenien vorgefunden werden konnten, so daß es möglich war, für sie 7 aufeinanderfolgende Lagen zu finden, welche die Grundlage der vorliegenden Untersuchungen und Ergebnisse bilden. Solche Fälle gab es 67, das Gebiet, auf dem sie verfolgt wurden, umfaßt die westliche Hälfte Europas und einen Teil des Atlantischen Ozeans.

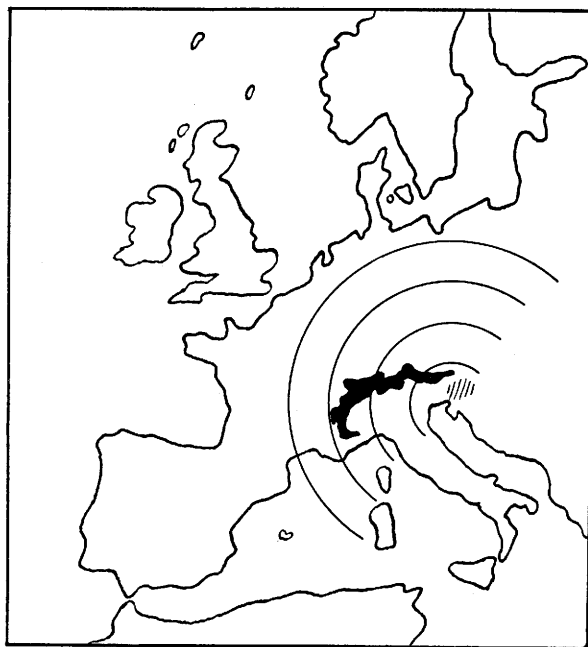


Abb. 1
Karte des betroffenen Gebietes mit der 2000 m Isohypse der Alpen.

Bestimmung der Frontlage

Die erste Grundlage zur Bestimmung der einzelnen Kaltfront waren die Bodenkarten des Slowenischen Wetterdienstes, deren Analysen sich hauptsächlich auf Konsultierungen des Deutschen Wetterdienstes in Frankfurt a. M. gründen. Mit Hilfe zusätzlicher ört-

licher Angaben wurde die Ankunftszeit jeder Front bestimmt sowie der hauptsächlich synoptische „Nulltermin“, d. i. derjenige nächste Termin, bevor die Kaltfront die synoptische Station Koper erreicht hat ($\varphi = 45^{\circ} 33'$, $\lambda = 13^{\circ} 44'$). Diese Station wurde vor allem wegen ihrer positionell charakteristischen Lage als Ausgangspunkt gewählt, was die Messungsarbeiten wesentlich erleichterte.

Von diesem derart bestimmten synoptischen „Nulltermin“ der einzelnen Front ausgehend wurden auf den Bodenkarten die Frontlagen noch zwei Termine (12 Stunden) im voraus sowie sieben Termine zurück verfolgt, wobei eine besondere Messungsvorrichtung — eine Art Kombination von Lineal und Winkelmaß — benützt wurde. Das Lineal hatte eine lineare Skala, entsprechend der geographischen Breite $\varphi = 50^{\circ}$ mit Rücksicht auf die Bodenkarte, auf Grund der stereographischen Projektion des entsprechenden Verhältnisses. Mit dieser Meßvorrichtung wurde der nächste Punkt der meistens konvex gekrümmten, nahenden Kaltfront festgestellt und die entsprechende Richtung sowie die Entfernung von Koper abgelesen. Richtung und Entfernung von genanntem Punkt werden demnach rechtwinkelig zur Front gemessen. Als bestmögliche Genauigkeit stellte sich für die Richtung $\pm 5^{\circ}$ heraus, für die Entfernung ± 50 km. Bei den seltenen geraden Fronten sowie bei den in dieser Richtung neu entstehenden Wellen der Front, wurde in der Anfangsphase die ursprüngliche Richtung beibehalten bzw. eine entsprechende Interpolation durchgeführt. Bei größeren Wellen, oder bei Randzyklonen, sowie in Fällen, wo es wegen der besonderen Lage (z. B. wegen eines Depressionszentrums in westlicher Richtung) nicht möglich war, von Koper aus eine rechtwinkelige Linie auf die Front aufzustellen, wurde die Messung in ihrem Ausgangspunkt ausgeführt, d. i. im Depressionszentrum oder im rechten Winkel zu ihrer Okklusion. Diese Fälle sind jedoch verhältnismäßig selten und können daher bei solcher Lösung in die einheitliche Untersuchung der anderen einbegriffen werden. In den seltenen Fällen, wo die Karten fehlten, wurde die lineare Interpolation durchgeführt. Manchmal waren Korrekturen der Analysen der einzelnen Frontlagen unumgänglich, doch wurde dies wenn möglich vermieden, vor allem um den persönlichen Einfluß auf die Resultate zu vermindern.

Auf die angegebene Weise wurde für jede einzelne Front der Tabellenwert festgesetzt. Als Beispiel sind die Werte für die Kaltfront mit dem „Nulltermin“ am 17. Mai 1957 um 01^h gegeben. Diese Werte waren die Grundlage für weitere Untersuchungen, die jedoch hauptsächlich nur die Werte zwischen dem 7. und 0. Termin umfassen, d. i. die Zeit bis zum Eintreffen dieser Kaltfront in Slowenien.

Beispiel:

Zeit	T	D	α	$\Delta\alpha$
15. V. 07	7	9	29	0
13	6	7	28	-1
19	5	5	29	0
16. V. 01	4	4	30	1
07	3	3	31	2
13	2	3	31	2
19	1	2	31	2
17. V. 01	0	1	33	4
07	-1	-1	15	
13	-2	-4	13	

Im Beispiel bezeichnet T die aufeinanderfolgende Nummer der Termine, D die Entfernung, α die Richtung; $\Delta\alpha$ die Richtungsänderung mit Hinsicht auf den 7. Termin.

Bewegungsrichtungen und ihre Änderungen

Die für die einzelnen Fronten bestimmten durchschnittlichen Näherungsrichtungen werden in Richtungen zu 30° vereint, beginnend bei $0^{\circ} = 360^{\circ}$ in Richtung N. Diese Richtungen werden als Hauptrichtungen bezeichnet. Die Prozentualwerte sind in Tabelle 1 gegeben, wobei Richtungen, die überhaupt nicht vertreten sind, ausgelassen wurden.

Tab. 1

Prozentuelle Häufigkeit der Durchschnittsrichtungen der Kaltfronten, zu Hauptrichtungen vereint.

Richtung $^{\circ}$	180	240	270	300	330	360
Häufigkeit %	1	1	14	33	40	11

Daraus können wir eine Art „Windrose“ der Eintreffrichtungen der Kaltfronten aufzeichnen (Abb. 2). Diese Rose zeigt anschaulich, daß im Jahre 1957 fast

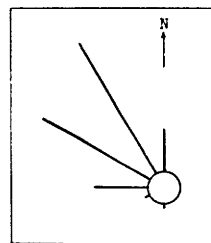


Abb. 2

Anordnung der Häufigkeit der Durchschnittsrichtungen der Fronten.

alle Kaltfronten nach Slowenien aus dem NW Quadranten kamen, also über die Alpen, und daß unter den Durchschnittsrichtungen des Eintreffens die Richtung 330° am stärksten vertreten ist. Für das weitere Studium und vor allem für die Ermittlung der Gesetze für die Frontenbewegung in diesem Gebiet haben sich jedoch die Durchschnittsrichtungen als ungeeignet erwiesen. Infolgedessen wird die Frequenz der Kaltfronten in den einzelnen Richtungen mit Rücksicht auf die anfängliche Lage der Fronten ermittelt; d. h. man gruppiert die Fronten je nach den Richtungen, in welchen uns dieselben 42 Stunden vor ihrem Eintreffen in Slowenien am nächsten waren. Die Häufigkeit der Anfangslagen in den einzelnen Richtungen wird in Tabelle 2 gegeben, wobei wiederum alle nicht vertretenen Richtungen außer 360° ausgelassen wurden.

Wenn man nun auch die Werte aus Tabelle 2 nach den Hauptrichtungen zu je 30° zusammenzieht, wobei die wegen der Messungen entstandenen Fluktuationen ausgeglichen werden, kann man ähnlich wie früher eine „Rose“ der Richtungen der Anfangslagen aufzeichnen (Abb. 3). Schon ein flüchtiger Blick zum Vergleich mit Abb. 2 sagt uns, daß das Maximum der Frequenz bei der „Rose“ der Anfangslagen westlicher liegt als das Maximum bei der „Rose“ der Durchschnittsrichtungen der Fronten. Diese Abweichung ist an und für sich nicht verständlich und hat keine entscheidende Verbindung mit der Tatsache, daß die Fronten sich meistens von West nach Ost fortbewegen. Die gewählte Art der Messungen rechtwinkelig zur

Tab. 2

Die prozentuelle Häufigkeit der Anfangsrichtungen der Fronten.

Richtung °	190	260	270	280	290	300	310	320	330	340	350	360	010
Häufigkeit %	1	3	8	4	20	21	12	14	4	9	3	0	1

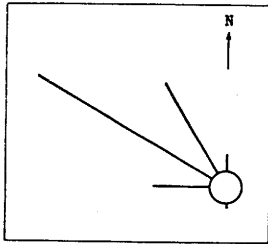


Abb. 3

Anordnung der Häufigkeit der Anfangsrichtungen der Fronten.

Front scheidet den Einfluß der normalen Frontbewegung aus, obwohl sich diese Bewegung aus der Translation des Zyklons selbst und der Rotation der Front um das Zyklonzentrum zusammensetzt. Eine derartige Verfolgung des klassischen Systems würde bei der Frontbewegung über einer glatten Fläche ein leichtes Drehen im positiven Sinn der Front ergeben, und damit auch ein positives Drehen der Richtungen der aufeinanderfolgenden Messungen. Daher muß man den Hauptgrund für eine derartige negative Abweichung, wie sie ein Vergleich der Abb. 2 und 3 ergibt, in einer Zwangsdeformation der Front suchen, für welche wir vorläufig nur voraussetzen, daß sie durch topographische Einflüsse bedingt ist, vor allem durch ein Gebirgshindernis.

Wir bilden nun die mittleren Werte der Richtungs-differenzen (Δa) für alle Fronten ($n = 67$) nach den einzelnen Terminen. Die maximale Anzahl der Anfangslagen hat die Richtung 300° und diese wird daher als Anfangsrichtung genommen, doch ist dies nicht unbedingt nötig, da uns nur die relative Richtungsänderung interessiert. Mit Rücksicht auf sie verzeichnen wir auf dem konzentrischen Zeitfeld mit dem „Nulltermin“ in der Mitte die mittleren Richtungs-differenzen der einzelnen aufeinanderfolgenden Lagen (Termine) (Abb. 4a).

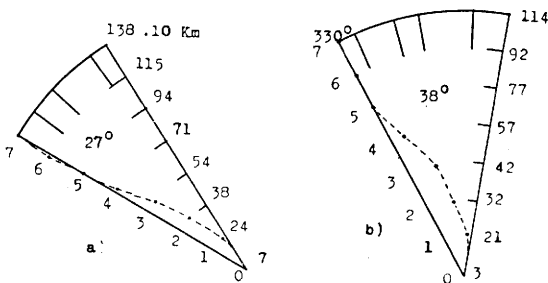


Abb. 4

Relative Abweichung der Richtung: a) durchschnittlich für alle Fronten, b) für Fronten mit Anfangslage in Richtung 330° .

Die Verbindungslinie (gestrichelt) zeigt erst eine leichte positive, dann aber eine ansteigende negative Abweichung — eine negative Drehung der Richtung, so daß im Durchschnitt die Front in die „Null-Lage“ mit einer Abweichung von 27° gelangt. Zur Orientierung und weiteren Diskussion sind den Terminen entsprechende mittlere Entfernungen von Koper beige-fügt.

Zur Diskussion und Erklärung der Änderung der Bewegungsrichtung der Fronten, sowie für quantitative genauere Werte, die größeren praktischen Wert hätten, hat es sich herausgestellt, daß eine Spaltung, d. h. eine Teilung der Fronten in Gruppen, notwendig ist. Am zweckdienlichsten ist die Spaltung nach den Haupt-richtungen der Anfangslagen. Doch vermindert jede Spaltung die Anzahl der Beispiele einiger Richtungen so sehr, daß die für diese Richtungen gewonnenen Resultate nicht als genügend repräsentativ angesehen werden können. Es hat sich auch herausgestellt, daß zum Studium besonders der schwächer vertretenen Richtungen die Zeit von einem Jahr zu gering ist.

Die Hauptrichtung 360° der Anfangslage umfaßt nur drei Fälle, die noch dazu in dieser Hinsicht ziemlich uneinheitlich sind. Ihre Kurve der relativen Richtungsänderung weist zuerst eine starke, später aber eine mäßige, doch veränderliche positive Abweichung auf, die nicht als repräsentativ gelten kann. Die Zahl der behandelten Fälle ist zu gering. Ähnliches gilt für die südliche Richtung.

Die Anordnung und Größe der durchschnittlichen Richtungsänderungen für Fronten mit Anfangslage 330° zeigt Abb. 4b, die auf 18 Fällen aufgebaut ist. Die zuerst konstante Richtung erhält zwischen der 5. und 4. Lage eine negative Rotation. Die entsprechenden durchschnittlichen Entfernungen für diese beiden Lagen zeigen, daß der Beginn der negativen Rotation gerade dort ist, wo die westeuropäische Ebene in gebirgiges Gebiet übergeht. Die negative Rotation setzt sich fort und weist zwischen Lage 2 und 1 einen starken Sprung auf, was in dieser Richtung der Entfernung der Einfallabhänge des Alpenmassivs entspricht. Die volle Abweichung macht ganze 38° aus; die Richtung, aus welcher uns eine Kaltfront mit dieser Anfangslage schließlich erreicht, ist daher im Durchschnitt um soviel verändert.

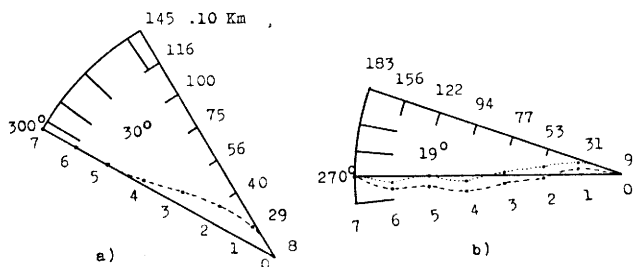


Abb. 5

Relative Abweichung der Richtung: a) für Gruppe $a_g = 300^\circ$, b) für Gruppe $a_g = 270^\circ$.

Der Beginn der negativen Drehung bei Fällen mit Anfangslage 300° (Abb. 5a) fällt in den relativ schmalen Streifen der Entfernungen zwischen den Lagen 6 und 5, was mit der Entfernung der Küste des europäischen Kontinents in dieser Richtung übereinstimmt. Der größte Sprung kommt nun wiederum im Gebiet vor, das der Entfernung der Alpenabhänge von Koper in dieser Richtung entspricht. Die Zahl der beobachteten Fälle ist hier am größten (35) und daher ist die Kurve stark repräsentativ, doch wäre die Erklärung aller ihrer Einzelheiten kaum zu verantworten. Das Studium der einzelnen hier umfaßten Fälle zeigt nämlich, daß es

unter ihnen auch ausgesprochen positive Fälle gibt. In solchen Fällen hat sich die Kaltfront im Gegensatz zum Durchschnitt, im südlichen Teil schneller fortbewegt, was auf eine Umgehung der kalten Luft südlich der Alpen bzw. auf ein ziemlich ungehindertes Überspringen der Gebirgskämme hinweist. Für genauere Behandlung wäre demnach eine weitere Spaltung nötig.

Abb. 5b zeigt den Verlauf der relativen Abweichungen der Bewegungsrichtungen der Fronten in Fällen der westlichen Anfangslage; sie gründet sich auf zehn Fälle. Bei der Westrichtung sind die Fehler, die bei der Messung mit geradem Lineal wegen der Krümmung der Breitenkreise auf der Karte mit stereographischer Projektion am größten, wozu noch die großen Entfernungen der Anfangslagen, die hier im Durchschnitt auch am größten sind, beitragen. Hier muß man die entsprechende Korrektur durchführen. Die korrigierte Kurve (auf der Abbildung punktiert) unterscheidet sich trotz zweier zusätzlicher Einflüsse nur wenig von der unkorrigierten. Die vorherigen Kurven, die für Richtungen gelten, wo diese Fehler viel geringer sind, stellen daher ziemlich genau den tatsächlichen Zustand dar. Die Fronten, die vom Westen kommen, zeigen im Durchschnitt also keine großen Veränderungen der Richtung, doch kommt auch bei ihnen eine schwache negative Rotation vor, und zwar in der Entfernung, die der Lage des Alpenmassivs entspricht.

Das Verfolgen der einzelnen Fälle dieser Gruppe ergibt, daß zwei ausgesprochen verschiedene Typen vorkommen. Man muß daher eine weitere Spaltung vornehmen, so daß man in die erste Gruppe drei ausgesprochen negativ rotierende Fälle nimmt, in die zweite aber die restlichen 7 Fälle, die eine sehr schwache, oder überhaupt keine negative Rotation aufweisen. Die Kurve der Abb. 5b zerfällt demnach in gewissem Sinne in zwei Kurven, die in Abb. 6 gezeigt werden, und die auch korrigiert sind.

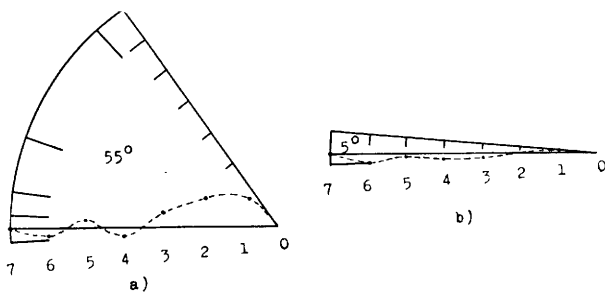


Abb. 6

Relative Abweichungen der Richtung der geteilten westlichen Gruppe: a) ausgesprochen negativ rotierende Fälle, b) alle anderen Fälle.

Bei Kaltfronten, die sich aus westlicher Richtung nähern, muß man daher zwei Typen unterscheiden: 1. Wenn die Kaltfront auf ihrem Wege an das Gebirge der Alpen stößt, beginnt sie in negativem Sinne zu rotieren — sie umflutet das Alpenmassiv und überschwemmt

unser Gebiet aus stark veränderter Richtung; die Anzahl dieser Fälle ist verhältnismäßig gering. 2. Die Mehrzahl der vom Westen kommenden Fronten hält auf dem ganzen Weg ziemlich streng ihre Richtung ein, wird nicht deformiert und übergeht glatt das Alpenmassiv, das auf ihre Lage nur geringen Einfluß ausübt.

Eine ähnliche Spaltung und Gruppierung wäre wahrscheinlich auch bei den anderen Gruppen am Platz und nützlich bei dem Verfolgen der dynamischen Bedingungen, doch würde dies den Rahmen dieser Abhandlung überschreiten. Aus dem ganzen Studium der Richtungen, in welchen sich die Kaltfronten unserem Gebiet nähern, kann man daher folgern, daß die Fronten anfänglich eine ziemlich konstante Richtung innehalten. Bei der Erreichung der Alpenabhänge beginnen sie jedoch negativ zu rotieren. Die Entfernung der ausgesprochenen Rotation stimmt mit der Entfernung der Einfallabhänge der Alpen von dem Ausgangspunkt in dieser Richtung gut überein. Die durchschnittliche Rotation ist am stärksten bei Fronten aus der Richtung 330° und vermindert sich um so mehr, je westlicher die Anfangsrichtung ist. Letztere Feststellung steht in gewissem Sinn im Gegensatz zu den Erwartungen, die sich bloß auf die Lage und Form des Alpengebirgskamms gründet, und weist auf andere Ursachen hin. Die Abweichungen bei einzelnen Fällen sind ziemlich stark, daher gibt die Richtung der anfänglichen Lage allein keine genügende Garantie für den Umfang der Rotation einer Front, und es müssen noch einige andere Einflüsse berücksichtigt werden.

Entfernung und Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Fronten

Dadurch, daß wir beschlossen haben, die Kaltfronten auf den Bodenkarten zu verfolgen, haben wir die Möglichkeiten der direkten Messung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit oder kurz Geschwindigkeit der Fronten praktisch ausgeschaltet, sowie auch die Benutzung der bekannten Regeln für ihre Bewegungen (7, 8, 9). Die lebhaften Prozesse an der Front nahe dem Boden wie die Konvergenz, Turbulenz und die topographischen Einflüsse, machen eine gebrauchsfähige Korrelation zwischen den Winden in der Kaltluft am Boden und den Bewegungen der kalten Masse bzw. ihrer frontalen Fläche unmöglich. Inwiefern die Möglichkeit einer direkten Messung der Geschwindigkeit der Fronten über diesem Gebiet auf Grund der Analyse der Winde in den Höhen gegeben ist, wird aus den weiteren Untersuchungen der Dynamik dieser Fronten ersichtlich sein. Wir sind daher an die direkte Methode gebunden, die einzelnen Lagen nach ihrer Entfernung vom Ausgangspunkt in gleichen Zeitintervallen zu verfolgen. Diese Intervalle sind ziemlich groß (6 Stunden), was die Genauigkeit vermindert. Übrigens kann die Entfernung der Fronten manchmal direkt zu benutzen sein. So wurde z. B. der Zusammenhang der Entfernung der Kaltfronten und des Auftretens von Nebeln an der slowenischen Küste beobachtet (10).

Tab. 3

Die mittleren Werte in einzelnen Terminen (Lagen); \bar{D} = mittlere Entfernung der Fronten von Koper, $\Delta\bar{D}$ = Differenz der mittleren Entfernungen zweier aufeinanderfolgender Lagen. \bar{v} = mittlere Geschwindigkeit der Fronten zwischen zwei Lagen.

Termin	7	6	5	4	3	2	1	0	-1	Durchschnittlich	
\bar{D}	138	115	94	71	54	38	24	07	-15		. 10 km
$\Delta\bar{D}$		23	21	23	17	16	14	17	22		. 10 km
\bar{v}		39	35	39	29	27	23	29	37		km/h

Die Werte der mittleren Entfernung wurden zur nötigen Orientation bereits in Abb. 4a gegeben. In diesem Falle ist für uns der Wert des 7. Termins wichtiger. Aus ihm können wir sofort die mittlere Durchschnittsgeschwindigkeit des Nahens bzw. der Bewegung der Fronten ermitteln, da

$$\bar{v}_s = \frac{\bar{D}}{t_c} \quad [1]$$

ist, wo t_c die Zeit bedeutet, die den 7. Termin vom „Nulltermin“ trennt, was hier 42 Stunden ausmacht. Diese Geschwindigkeit beläuft sich für die Kaltfronten, die im Jahr 1957 Slowenien überfluteten, auf 32 km/h. Weiterhin ist in Tabelle 3 die Anordnung der Differenzen der mittleren Entfernungen zwischen den aufeinanderfolgenden Terminen interessant, sowie die auf demselben gegründete Einteilung der mittleren Geschwindigkeiten zwischen den Terminen. Diese Geschwindigkeiten sind durch Gleichung

$$\bar{v} = \frac{\Delta \bar{D}}{\Delta t} \quad [2]$$

definiert, wo Δt (= 6 Stunden) das Zeitintervall zwischen zwei aufeinanderfolgenden Terminen bedeutet.

Die Anordnung der Geschwindigkeit als Funktion der Entfernung von Koper erreicht ihr Minimum bei der Entfernung des Einfallabhanges der Alpen. Schon daraus können wir folgern, daß die Alpen auf die Geschwindigkeiten der Kaltfronten im allgemeinen einen negativen Einfluß ausüben. Die Differenz der Geschwindigkeiten beträgt rund 15 km/h und man könnte daher sagen, daß sich in der Entfernung der Alpenkämme die Fronten im Durchschnitt um soviel langsamer fortbewegen. Die arithmetische Mitte aller Geschwindigkeiten zwischen den einzelnen Lagen aus besagter Anordnung ist durch die Gleichung

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \bar{v}_i = \bar{v}_s \quad [3]$$

definiert und ergibt wiederum den Wert 32 km/h.

Die Durchschnittswerte selbst genügen für eine weitere Untersuchung und praktische Verwendbarkeit nicht, besonders wenn man noch die starken Fluktuationen in den Fällen in Betracht zieht. Dies zeigt uns schon ein Blick auf die extremen Werte der Entfernungen der Fronten beim 7. Termin, welche im Minimum 200 km und im Maximum 3400 km betragen. Daraus ergeben sich wie früher durch eine der Gleichung [1] analoge Gleichung, die durchschnittlichen individuellen Geschwindigkeiten beider Extremfälle, die $\bar{v}_{\min} = 5$ km/h und $\bar{v}_{\max} = 81$ km/h ausmachen. Die Geschwindigkeiten der Fronten variieren daher in recht weiten Grenzen und Spaltungen bzw. angemessene Gruppierungen sind offensichtlich vonnöten. Für unsere Zwecke hat sich die Gruppierung der Fronten als am besten erwiesen, ähnlich wie im vorherigen Abschnitt nach den Richtungen der Anfangslagen.

Lassen wir nun die Fälle der nördlichen und südlichen Anfangslage beiseite, die der Zahl nach zu schwach vertreten sind (alles in allem vier Fälle). Die Entfernungen nach den Terminen sind für die einzelnen Gruppen bereits auf den Abbildungen der Richtungsänderungen gegeben. In diesem Falle interessieren uns die mittleren Entfernungen der Fronten im 7. Termin für die einzelnen Gruppen, aus denen sich durch Gleichung [1] die entsprechenden durchschnittlichen Geschwindigkeiten der Fronten ergeben. Die erhaltenen Werte für die behandelten Fronten zeigt Tabelle 4.

Tab. 4

Gruppenwerte: α_g = Richtung (der Anfangslage), die die Gruppe festsetzt, n_g = Anzahl der behandelten Fälle, \bar{D}_{sg} = mittlere Entfernung der Anfangslagen für jede Gruppe, \bar{v}_{sg} = durchschnittliche mittlere Geschwindigkeit der Fronten.

α_g	0	330	300	270
n_g		18	35	10
\bar{D}_{sg}	km	1140	1450	1830
\bar{v}_{sg}	km/h	27	35	44

Die durchschnittliche mittlere Geschwindigkeit ist demnach am größten bei Fronten, die von Westen kommen, und fällt mit der ansteigenden Abweichung von dieser Richtung. Das kann man sich folgendermaßen erklären: Die überflüssigen westlichen Strömungen führen im Falle einer südlich liegenden Polarfront geringere Wellen und Störungen mit sich, wobei ein entsprechender Teil der vollen Geschwindigkeit dieser Strömungen ausgenützt wird. Bei mehr nördlicher Lage der Polarfront erreichen die Störungen Slowenien von NW, bei Wallungen der Polarfront, und zum Vordringen in Slowenien kommt nur ein Teil der entsprechenden Geschwindigkeitskomponente in Betracht, bei Eindringen der Front von Norden her aber nur derjenige Teil, der ein Anwachsen der Amplitude der Wellen der Polarfront verursacht. Auch die Anordnung der Zahl der Fälle in den einzelnen Gruppen ist mit der Durchschnittslage der Polarfront im Einklang, die etwas nördlicher als Slowenien liegt (11).

Gehen wir nun von der Anordnung nach Terminen zur Anordnung nach Entfernungen über, da uns nur noch solch ein System das Studium der Einflüsse, die an bestimmte Entfernungen gebunden sind, ermöglicht — insbesondere des orographischen Einflusses auf die Geschwindigkeit der Kaltfronten. Die Übertragung der Messungen von der Zeitskala auf die Entfernungsskala ergibt auf der letzteren eine Anordnung, aus der wir die Häufigkeit des Eintrittes der einzelnen Entfernungen ersehen können. Die Anordnung dieser Häufigkeit für alle Fälle zeigt uns Abb. 7. Die ganze Abbildung

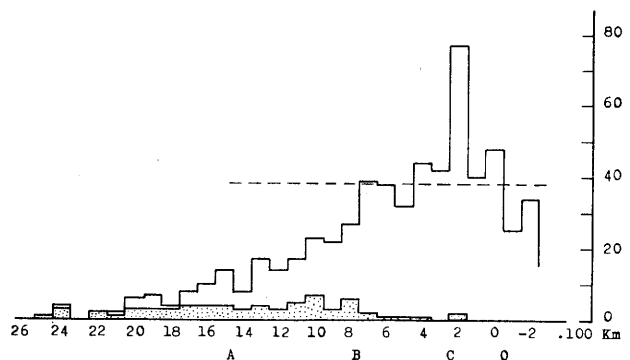


Abb. 7
Anordnung der Häufigkeit der Lagen nach den Entfernungen für alle Termine zusammen — obere Spalten; nur für die Anfangslagen (7. Termin) — untere Spalten. Bedeutung der Punkte: A — Entfernung von woher 50% der Anfangslagen einbegriffen sind, B — Entfernung von woher 90% der Anfangslagen einbegriffen sind, C — Entfernung des Einfallabhanges der Alpen, 0 — Ausgangspunkt (Koper).

dient mehr zur Orientation. Die oberen Spalten geben die Häufigkeit der Vertretung der einzelnen Lagen an, d. h. die Anzahl der Termine aller Fronten, die in entsprechender Entfernung vorgefunden werden. Die unteren Spalten zeigen die Zahl der Anfangslagen im besonderen. Zur Diskussion und Vergleichung der Häufig-

keit in den einzelnen Entfernungen nehmen wir jedoch nur den Teil der Abbildung zwischen der Entfernung 700 km (Punkt B) und —200 km, da hier ein genügendes Prozent der Anfangslagen einbegriffen ist und in der Anordnung kein fühlbarer Einfluß wegen unausgefüllter Stellen zu finden ist. Das Hervortreten der Häufigkeit in der Entfernung 200 km ist klar und offensichtlich. Das ist die Entfernung, die ziemlich gut mit der Entfernung des Alpenkammes übereinstimmt, besonders wenn man etwas nördlicher mißt, von woher im Einklang mit der allgemeinen negativen Rotation die Fronten in Slowenien einfallen. Die Häufigkeit überschreitet den durchschnittlichen Wert (der mit Rücksicht auf die mittlere Anfangsentfernung berechnet ist — auf der Abbildung punktierte Linie) zum ersten Mal bei Entfernung 700 km, was mit der Entfernung der Alpenabhänge in westlicher Richtung übereinstimmt. Die große Häufigkeit der Lagen über Slowenien — Lage 0 — und die relativ kleine Lage 1 wird nicht durch orographische Verhältnisse bedingt. In größerem Maß ist dies eine Folge stationärer oder gar retrograder Fronten, als Wirkung der Zirkulation und der Lage der sekundären Depression, die dabei oft entsteht; teilweise ist dies auch eine Folge der Schwierigkeit, die Lage der Front unmittelbar nach dem Überschreiten des Gebirgskammes genau festzustellen. Die relativ geringe Häufigkeit in Entfernung 500 km ist unverständlich und weist vielleicht darauf hin, daß für eine derartige Statistik und genaue Erklärung die Anzahl der Fälle zu gering ist. Trotzdem hat sich die Spaltung und Gruppierung mit Rücksicht auf die Richtung der Anfangslage der Front als nützlich erwiesen, wie wir noch später sehen werden.

Teilgeschwindigkeiten und Verspätungen

Die Anordnung der Lagen nach den Entfernungen könnte man bei jeder Front in zwei Teile trennen, hinsichtlich des Punktes, wenn die Front den unteren Rand der Alpenabhänge erreicht hat (Punkt C). Geometrisch ist dieser Punkt bei Berücksichtigung der Richtung der Front genügend genau feststellbar. Wenn mit genügender Genauigkeit auch der diesem Punkt entsprechende Zeitwert zu ermitteln wäre, sowie auch der genaue Zeitpunkt des Eintreffens der Front in Koper, könnte man die Geschwindigkeit jeder einzelnen Front für beide Abschnitte einfach berechnen. Im ersten Abschnitt bekämen wir die Durchschnittsgeschwindigkeit der Front bei ihrer Bewegung bis zu den Alpen, im zweiten die Durchschnittsgeschwindigkeit, die die Front seit ihrem Auftreffen auf die Alpen bis Koper hatte. Die Zeitintervalle zwischen den aufeinanderfolgenden Lagen (Bodenkarten) sind jedoch viel zu lang, als daß auf deren Grundlage genügend genaue Zeitwerte bestimmbar wären.

Die Wahrscheinlichkeit, daß wir in einer bestimmten Entfernung eine Front finden werden, ist größer über einem Gebiet, wo sich die Front längere Zeit aufhält, also dort, wo ihre Geschwindigkeit geringer ist — die Häufigkeit der gefundenen Lagen wird bedeutend sein. Dagegen ist es weniger wahrscheinlich, daß wir die Front an einem Termin über einem Gebiet vorfinden werden, über das sich die Front schneller fortbewegt — die Häufigkeit solcher Lagen wird geringer sein. Die Häufigkeit der vorgefundenen Lagen in gewisser Entfernung ergibt daher das Maß der Bewegungsgeschwindigkeit der Fronten. Eine mittlere Bewegungsgeschwindigkeit der Fronten in beiden Abschnitten kann man daher folgendermaßen erhalten. Man bilde für jede der obenerwähnten Gruppen ein Feld, in dem jede gefundene Lage durch die Entfernung (Abszisse) und der sukzessiven Nummer der Front in der Gruppe (Ordinate) festgesetzt ist. Für dieses Feld gelten dieselben Punkte A, B, C, 0 (vergl. Abb. 7), die durch die Abszisse fest-

gestellt sind, daher können wir es hinsichtlich des Punktes C (der die Entfernung der Alpenabhänge bezeichnet) in zwei Abschnitte teilen — Feld 1 und Feld 2. Die äußersten Grenzen eines jeden Feldes sind Punkte A und 0 auf der Abszisse und 1 und n_g auf der Ordinate, wo n_g die Anzahl der Fälle bedeutet, die besagte Gruppe vorstellen. Die mittlere Geschwindigkeit der Fronten einer Gruppe werden getrennt für beide Felder, d. h. getrennt für beide Abschnitte ihrer Wege hinsichtlich Punkt C, mit den Gleichungen

$$v_{sg1} = \frac{n_g \cdot (D_A - D_C)}{\sum_{i=1}^m N_{1i} \cdot \Delta t} \quad [4]$$

$$v_{sg2} = \frac{n_g \cdot D_C}{\sum_{i=1}^m N_{2i} \cdot \Delta t} \quad [5]$$

definiert, wo v_{sg1} die mittlere Bewegungsgeschwindigkeit der Fronten dieser Gruppe mit der mittleren Anfangslage bis zu den Alpen, und v_{sg2} die mittlere Bewegungsgeschwindigkeit der Fronten von den Alpen bis Slowenien vorstellt, wobei $D_0 = 0$ ist, und m die Breite des entsprechenden Feldabschnittes, ausgedrückt in 100 km. Das Feld zwischen den Punkten A und C muß man noch vorhergehend durch Extrapolation der Lagen ergänzen, bei Fällen, die ihren Beginn in diesem Felde haben, von ihrem Anfang bis zu Punkt A. Erst die Einschließung dieser Werte ergibt die entsprechenden Werte N_1 . Die mit Hilfe obiger Gleichungen und des beschriebenen Verfahrens gewonnenen Werte sind aus den linken Spalten der Tabelle 5 ersichtlich.

Tab. 5

Mittlere Teilgeschwindigkeiten der Bewegungen der Fronten (v_{sg}), Werte des Verhältniskoeffizienten (k_s) und der Verspätung der Fronten (t_z) nach den einzelnen Gruppen.

Abschnitt:	Vor den Alpen		Diesseits d. Alpen		t_z	
	α_g	v_{sg1}	k_s	v_{sg2}		k_s
	330	30	16,5	19	16,0	6
	300	39	16,7	26	16,9	7
	270	46	16,6	30	16,5	8
	o	km/h				Stunden

Es ist ersichtlich, daß die mittleren Geschwindigkeiten der Fronten bei allen Gruppen bei dem Nahen der Fronten zu den Alpen erheblich größer sind als bei ihrem weiteren Vordringen über die Alpen in Slowenien. Es ist jedoch auch recht nützlich, die Genauigkeit bzw. Repräsentativität der einzelnen Werte noch in Verbindung mit der Anzahl der behandelten Fälle zu überprüfen.

Man bilde nun für die einzelnen Gruppen die durchschnittlichen Werte der erhaltenen Teilgeschwindigkeiten beider Abschnitte durch ihre arithmetische Mitte

$$\overline{v_{sg12}} = \frac{v_{sg1} + v_{sg2}}{2} \quad [6]$$

Die so erhaltenen Werte ergeben 25 km/h für die Gruppe der Richtung 330°, 36 km/h für $\alpha_g = 300^\circ$ und 38 km/h für $\alpha_g = 270^\circ$. Ein Vergleich dieser Werte mit den durchschnittlichen mittleren Geschwindigkeiten der Fronten aus den einzelnen Gruppen, erhalten hinsichtlich der Entfernung im 7. Termin, die in der letzten Reihe der Tabelle 4 gegeben ist, ergeben, daß Gleichungen [4] und [5] tatsächlich die Geschwindigkeit in den einzelnen Abschnitten vorstellen und zufriedenstellend genaue Werte ergeben. Dies um so mehr, als die Zahl der Fälle in der Gruppe größer ist, was sich von selbst versteht.

Das Studium der Einzelfälle zeigt, daß auch hinsichtlich der Geschwindigkeiten der Fronten starke Abweichungen vom Durchschnitt eintreten; so finden wir viele Fälle vor, die mit dem Durchschnitt im Gegensatz stehen. Als Beispiel möchten wir eine weitere Spaltung der Gruppe $\alpha_g = 300^\circ$ durchführen, die der Zahl nach am stärksten ist. Aus ihr können wir 11 Fälle herausnehmen, die eine größere Häufigkeit in Feld 1 als in Feld 2 aufweisen. Die aus Gleichungen [4] und [5] berechneten Werte für diese Fälle ergeben $v_{sg1} = 36$ km/h und $v_{sg2} = 42$ km/h. Die Anordnung der Geschwindigkeiten steht daher im Gegensatz zum Durchschnitt für die ganze Gruppe. Die mittleren Geschwindigkeiten dieser Fronten sind bei der Annäherung zu den Alpen um 6 km/h geringer als bei dem Übergang derselben. An den Alpen beschleunigt daher ein Drittel der von NW kommenden Kaltfronten ihre Bewegung. Es ist anzunehmen, daß die wegen der Veränderungen im Felde des Makrosystems entsprechend verstärkte Zirkulation über diesem Gebiet ziemlich viel dazu beiträgt, doch zeigt ein starker Prozentsatz, daß auch lokale, vor allem orographische Einflüsse, entscheidend einwirken. Eine Erklärung für die Beschleunigung der Front an einem orographischen Hindernis wurde von Z. P e t k o v š e k gegeben (12).

Die zweite Untergruppe, die die restlichen 24 Fronten umfaßt, zeigt natürlich jetzt, wo die „entgegengesetzten“ Fälle ausgeschaltet wurden, eine starke Geschwindigkeitsverminderung der Fronten bei ihrer Bewegung über die Alpen. Die entsprechenden Werte dafür sind durch $v_{sg1} = 42$ km/h und $v_{sg2} = 22$ km/h gegeben. Eine ähnliche Spaltung der restlichen Gruppen wird unterlassen, da sie numerisch zu schwach sind.

Hinsichtlich der bekannten Entfernungen der Einfall-abhänge der Alpen (D_c) und der in obiger Tabelle gegebenen Teilgeschwindigkeiten können wir nun die Zeiten der mittleren Verspätungen der Fronten berechnen, die aus den einzelnen Richtungen ankommen. Da

$$D_c = v_{sg1} \cdot t_1 \text{ und } D_c = v_{sg2} \cdot t_2 \quad [7]$$

ist, drückt sich die Verspätung (t_z) als Differenz der Zeiten aus, welche die Front benötigen würde, wenn sie sich über die Alpen mit der erstlichen statt mit der neuen Geschwindigkeit fortbewegen würde; daher

$$t_z = t_2 - t_1 \quad [8]$$

bzw. mit Anwendung von Gleichung [7]

$$t_z = D_c \cdot \left(\frac{1}{v_{sg2}} - \frac{1}{v_{sg1}} \right). \quad [9]$$

Die derart gewonnenen Werte der Verspätungen sind in der äußersten rechten Spalte der Tabelle 5 gegeben, in der entsprechenden Gruppenreihe und ihrer Geschwindigkeiten, auf Grund derer sie berechnet sind. Im Durchschnitt haben sich daher die Fronten, die von NW gekommen sind, weniger verspätet als diejenigen von Westen, welche im allgemeinen einen längeren Weg über die Alpen haben. Doch sind die Unterschiede gering und man kann sagen, daß die Verspätung der Front nicht von der Richtung abhängt, aus welcher sie kommt. Die in gleicher Weise ausgeführte Berechnung der Verspätungen für die oben erwähnten Untergruppen ergibt die Werte $t_z = -3$ Stunden für die erste Untergruppe der „entgegengesetzten“ Fälle, und $t_z = 15$ Stunden für die zweite Untergruppe. Eine sich von NW nähernde Front kann daher Slowenien 3 Stunden früher oder 15 Stunden später als auf Grund der linearen Extrapolation ihres Nahens bis zu den Alpen vorhergesehen, erreichen. Der Unterschied von 18 Stunden ist ungeheuer groß und kann für die Prognose katastrophal sein, da er die Hälfte der Prognosezeit beträgt. Die Unterschiede zwischen den extremen Werten der einzelnen Fälle sind gewiß noch erheblich größer, doch können

sie aus den bereits angeführten Gründen nicht bestimmt werden. Man sieht, daß die erhaltenen Verspätungswerte keinen direkten prognostischen Wert haben.

Mittlere Geschwindigkeiten in den einzelnen Entfernungen

Bilden wir nun für jeden Abschnitt das Produkt der mittleren Geschwindigkeiten (v_{sg}) und der mittleren Werte der entsprechenden Häufigkeiten, die wir hier

mit $N_{sg} = \frac{1}{n_g} \sum_{i=1}^m N_i$ definieren. Es zeigt sich, daß

besagtes Produkt ziemlich konstante Werte ergibt und wir können daher schreiben

$$v_{sg} \cdot N_{sg} = k_s = \text{Konstante} \quad [10]$$

Die derart erhaltenen Werte des Koeffizienten sind in den entsprechenden Abteilungen der rechten Spalten jedes Abschnittes in Tabelle 5 gegeben. Es ist ersichtlich, daß die Werte des Koeffizienten für alle Richtungen und beide Abschnitte sehr nahe beieinander liegen, und daß wir daher, ohne einen großen Fehler zu machen ihren mittleren Wert als Allgemeinwert ansehen können; daher ist $k = 16,5$ km/h. Aus obiger Gleichung können wir daher allgemeiner schreiben

$$v_s = k \frac{1}{N} \quad [11]$$

wobei v_s die mittlere Geschwindigkeit der Front in bestimmter Entfernung, k den konstanten Verhältnis-koeffizienten und N die Häufigkeit (die Zahl der in dieser Entfernung gefundenen Lagen) bedeutet. Mit Hilfe des bekannten Koeffizienten könnten wir nun aus der Anordnung der Häufigkeit, welche analog der Abb. 7, für die einzelnen Gruppen in Abb. 8 gegeben sind, die entsprechenden mittleren Bewegungsgeschwindigkeiten der Kaltfronten in den einzelnen Entfernungen erhalten. Die Resultate sind natürlich desto besser, je größer die Zahl der Fronten ist. Da diese Zahl bei unseren Fronten nur gering ist, wird nachstehend nur die qualitative Erläuterung der Anordnung der Geschwindigkeiten auf Grund der Anordnung der Häufigkeit aus Abb. 8 gegeben.

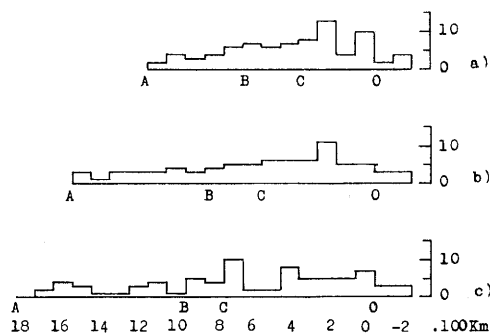


Abb. 8
Anordnung der Häufigkeit der Lagen nach den Entfernungen für die einzelnen Gruppen: a) für $\alpha_g = 330^\circ$, b) für $\alpha_g = 300^\circ$, c) für $\alpha_g = 270^\circ$.

Die Anordnung der Häufigkeit für die Gruppe $\alpha_g = 330^\circ$ (Abb. 8a) zeigt von Punkt A bis B eine Verminderung der Geschwindigkeit, die tatsächlich aller Wahrscheinlichkeit nach nicht besteht und eine Folge des Einschaltens von Fällen ist, die eine zwischen diesen Punkten befindliche Anfangslage aufweisen. Ab Punkt B ist die Geschwindigkeit zuerst ziemlich beständig, und fällt dann stark in Entfernung 200 km, was in dieser Richtung der Entfernung der Alpen gleichkommt. Fronten mit dieser Anfangslage haben daher bis zu den Alpen eine ziemlich beständige Geschwindigkeit, doch hier fällt die Geschwindigkeit unentwegt — sie werden durch die Alpen aufgehalten.

Eine ähnliche Anordnung der Häufigkeit und daher der Geschwindigkeit zeigt Abb. 8b, die für die Gruppe $\alpha_g = 300^\circ$ gilt. Obwohl sie sich auf 35 Fällen gründet, macht sich in größeren Entfernungen der Einfluß der einzelnen Glieder bemerkbar. So ist z. B. die Verminderung der Geschwindigkeit in der Entfernung von 1000 km für das allgemeine Bild übertrieben, und geht auf Rechnung einer Front, die dort 18 Stunden stationiert war. Die konvexen Krümmungen der Fronten und des Gebirgskammes wirken additiv, so daß die angeführte Art der Beobachtung und Messung den Stillstand der Fronten nicht aufweist, der in dem ersten Berührungspunkt in der Entfernung von 500 km aufkommt. Obwohl die Geschwindigkeit bereits hier abnimmt, entsteht die größte Verminderung der Geschwindigkeit in der Entfernung 200 km, und besteht die ausdrückliche Verspätungslage wiederum auf dem Gebirgskamme, da im Sinne der Rotation dieser Fronten die Messung mehr nördlich vonstatten geht.

Ein eigenartiges Bild bietet die Anordnung der Häufigkeit für die Gruppe $\alpha_g = 270^\circ$, die in Abb. 8 gezeigt wird. Die Zahl der einbegriffenen Fälle ist hier am geringsten, was sich in stärkeren Fluktuationen ausdrückt. Die maximale Verminderung der Geschwindigkeit besteht in Entfernung 700 km, worauf bei der weiteren Fortpflanzung über 200 km die Geschwindigkeit relativ stark ansteigt. Mit Rücksicht auf die geographische Anordnung bedeutet dies, daß die Geschwindigkeit der von Westen kommenden Fronten sich am stärksten im Rhonetal vermindert, und dann auf dem Kamm der Alpen wiederum anwächst. Weiterhin ist die Geschwindigkeit wieder kleiner und ziemlich gleichmäßig und verändert sich nicht in Entfernung von 200 km, was von den obigen zwei sowie von der allgemeinen Anordnung gänzlich verschieden ist.

Aus alledem geht hervor, wie groß der Einfluß der Alpen auf die Kinematik der Kaltfronten ist, die sich über ihr Gebiet bewegen. Es ist aber auch ersichtlich, daß eine derartige kinematische Statistik allein keine Resultate ergibt, die einen selbständigen prognostischen Wert hätten; wohl aber macht sie auf viele Effekte

aufmerksam und eröffnet breite Wege zur weiteren Untersuchung der Ursachen dieser Veränderungen und deren Folgen, die sich im Wetter und Klima der betreffenden Gebiete zeigen.

Literatur

- (1) Kletter, L.: Verwertung der Höhenwetterkarte zu Beurteilung der Wetterwirksamkeit von Kaltfronten in den Südalpen. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. A 1, 134 (1949)
- (2) Ficker, H.: Der Einfluß der Alpen auf Fallgebiete des Luftdruckes und die Entstehung von Depressionen über dem Mittelmeer. Meteor. Z. 37, 350 (1920)
- (3) Scherhag, R.: Wetteranalyse und Wetterprognose. Berlin 1948, S. 213
- (4) Čadež, M.: Über die orographische Zyklogenese und Antizyklogenese. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 22, 109 (1955)
- (5) Kričak, O. G.: Sinoptičeskaja meteorologija. Leningrad 1956, 286
- (6) Bollay, E.: Fronts. In: Handbook of Meteorology. London 1945, 638
- (7) Petterssen, S.: Weather Analysis and Forecasting. London 1940, 407
- (8) Byers, H. R.: General meteorology. London 1944, 459
- (9) Matthewman, A. G.: Speed of warm fronts. Meteor. Mag. 81, 266 (1952)
- (10) Petkovšek, Z.: Megla ob slovenski obali. Meteor. Alman. (1958)
- (11) Petterssen, S.: Weather analysis and forecasting, Vol. I. London 1956, 208
- (12) Petkovšek, Z.: Verspätung der Kaltfront an orographischen Hindernissen. Meteor. Rdsch. 11, 123 (1958)

6.21. Zur Struktur positiver und negativer Temperaturanomalien am nördlichen Alpenrand

von

Helga v. Hackewitz

(mit 8 Abbildungen und 2 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Es wird in dieser Arbeit die Frage diskutiert, welche Beziehung zwischen den mittleren Extremen und dem jeweiligen Monatsmittelwert der Temperatur besteht. Man erkennt einen linearen Zusammenhang zwischen diesen Größen. Außerdem zeigt sich ein Unterschied zwischen Stationen verschiedener Höhenlage und bei den Talstationen ein solcher zwischen den Wintermonaten und den übrigen Monaten des Jahres. Die Ergebnisse sind zu verstehen über den verschiedenen Anteil autochthoner und allochthoner Einflüsse.

Abstract

The autor discusses the relation between the mean extremes and the corresponding monthly mean value of temperatures. There is a linear connection between these two elements. Besides, a difference can be noticed as to stations of different heights, and with low stations a difference exists between the winter months and the rest of the year. The results can be explained by the different share of allochthone and autochthone influences.

Résumé

L'auteur discute la relation entre les extrêmes moyens et les valeurs moyennes mensuelles correspondantes de la température. Il y a une corrélation linéaire entre ces deux éléments. En outre on reçoit une différence entre les stations d'une hauteur différente, et chez les stations de vallée une telle entre les mois d'hiver et ceux du reste d'année. Les résultats peuvent être interprétés en considérant les diverses parts des influences autochtones ou allochtones.

Es ist nicht primär die Aufgabe der folgenden Untersuchung, die Ursachen von positiven und negativen Temperaturanomalien festzustellen. Vielmehr soll geprüft werden, welche Änderungen der mittleren Extreme als Folge von Anomalien der mittleren Monatstemperaturen auftreten.

Arbeiten zu dieser Fragestellung sind kaum veröffentlicht worden. Fest steht, daß die Mitteltemperatur eines bestimmten Ortes von dessen Lage abhängt; eine entsprechende Abhängigkeit könnte man auch bei der Auswirkung von Anomalien der Mitteltemperatur erwarten. Im folgenden wird für 11 alpine Stationen verschiedener Höhenlage die Frage diskutiert: Wie

verhalten sich die mittleren täglichen Extreme eines Monats, der sich durch eine bestimmte (positive oder negative) Anomalie der mittleren Monatstemperatur auszeichnet? Berg hat eine analoge Untersuchung für das Gebiet der Iberischen Halbinsel durchgeführt (1). Dort interessiert besonders die Auswirkung des verschiedenen ozeanischen und kontinentalen Einflusses; hier sind die Unterschiede zwischen verschiedenen Orten in erster Linie wegen der verschiedenen Höhenlage zu erwarten. Der Untersuchung liegen zugrunde die Monatsmittel der täglichen Temperaturextreme und die mittleren Monatstemperaturen der Jahre 1934 bis 1944 für die Stationen Reichenhall (447 m), Tölz (654 m), Garmisch-Partenkirchen (704 m), Horn bei Füssen (796 m), Oberstdorf (810 m), Mittenwald (960 m), Hohenpeißenberg (977 m), Zugspitze (2960 m), der Jahre 1938 bis 1944 für das Nebelhorn (1930 m), 1934 bis 1938 für den Predigtstuhl (1578 m) und 1951 bis 1956 für den Wendelstein (1735 m). Die Daten wurden dem Deutschen Meteorologischen Jahrbuch entnommen. Die ungleichen Beobachtungsperioden haben auf das Ergebnis keinen Einfluß.

In einem Koordinatensystem mit den jeweiligen mittleren Monatstemperaturen als Abszisse und den zugehörigen mittleren täglichen Extremen des betreffenden Monats als Ordinate kann man für jeden Monat getrennt die zusammengehörigen Werte einzeichnen. Das ergibt 12 Einzeldiagramme. Die Abszissen können ohne weiteres umbeschriftet werden in Anomalien der Monatstemperaturen, indem man die Anomalie 0 dem Gesamtmittel der Monatstemperaturen zuordnet. Schiebt man nun die 12 Einzeldiagramme so aneinander, daß die Anomalien 0 zur Deckung kommen, so erhält man in einem einzigen Diagramm 12 Kurven — wobei die Monate als Parameter erscheinen —, welche die mittleren täglichen Extreme als Funktion der Anomalien der Monatsmitteltemperaturen angeben. In Abb. 5 und 6 ist jedoch der Abstand der mittleren Extreme eines jeden Monats von der später definierten 45°-Linie als Funktion der Anomalie dargestellt. Man kann indessen die 12 Einzeldiagramme auch so zusammenstellen, daß die Abszisse mit den fortlaufenden Mitteltemperaturen beschriftet erscheint. Bei allen Stationen besteht im großen ganzen über das ganze Jahr eine lineare Beziehung zwischen den Extremwerten und der mittleren Monatstemperatur (Anomalie), vgl. Abb. 1 a—e. Wir bezeichnen im folgenden die Gerade, welche die Maxima bzw. die Minima am besten approximiert, als Maxima- bzw. Minimagerade. Die einzelnen Januarwerte verteilen sich über ein relativ großes Intervall

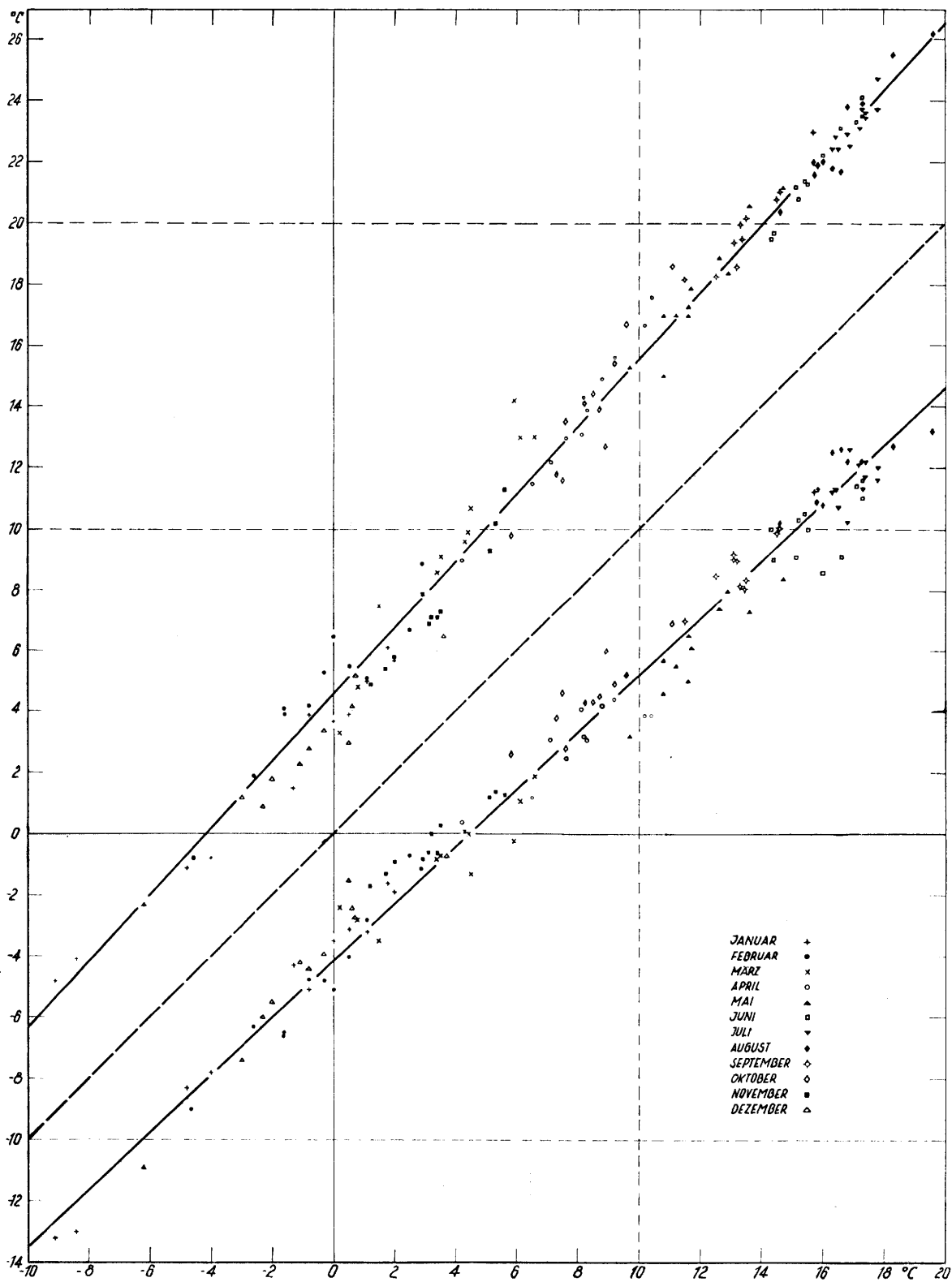


Abb. 1a)

a) Mittlere tägliche Maxima bzw. Minima eines jeden Monats (1934—1944) in Abhängigkeit von der mittleren Monats-temperatur, Reichenhall.

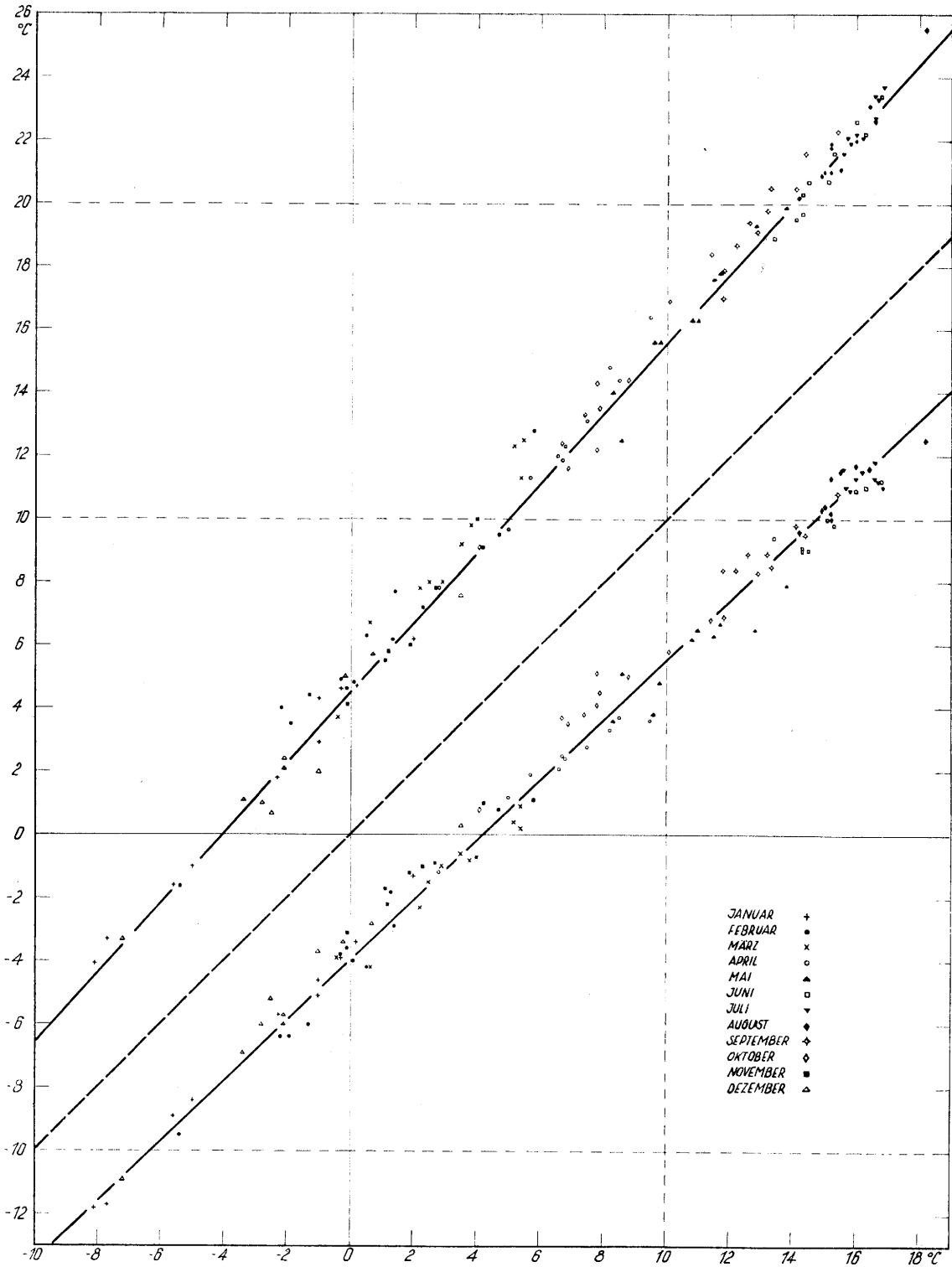


Abb. 1b)

b) Mittlere tägliche Maxima bzw. Minima eines jeden Monats (1934—1944) in Abhängigkeit von der mittleren Monats-temperatur, Garmisch-Partenkirchen.

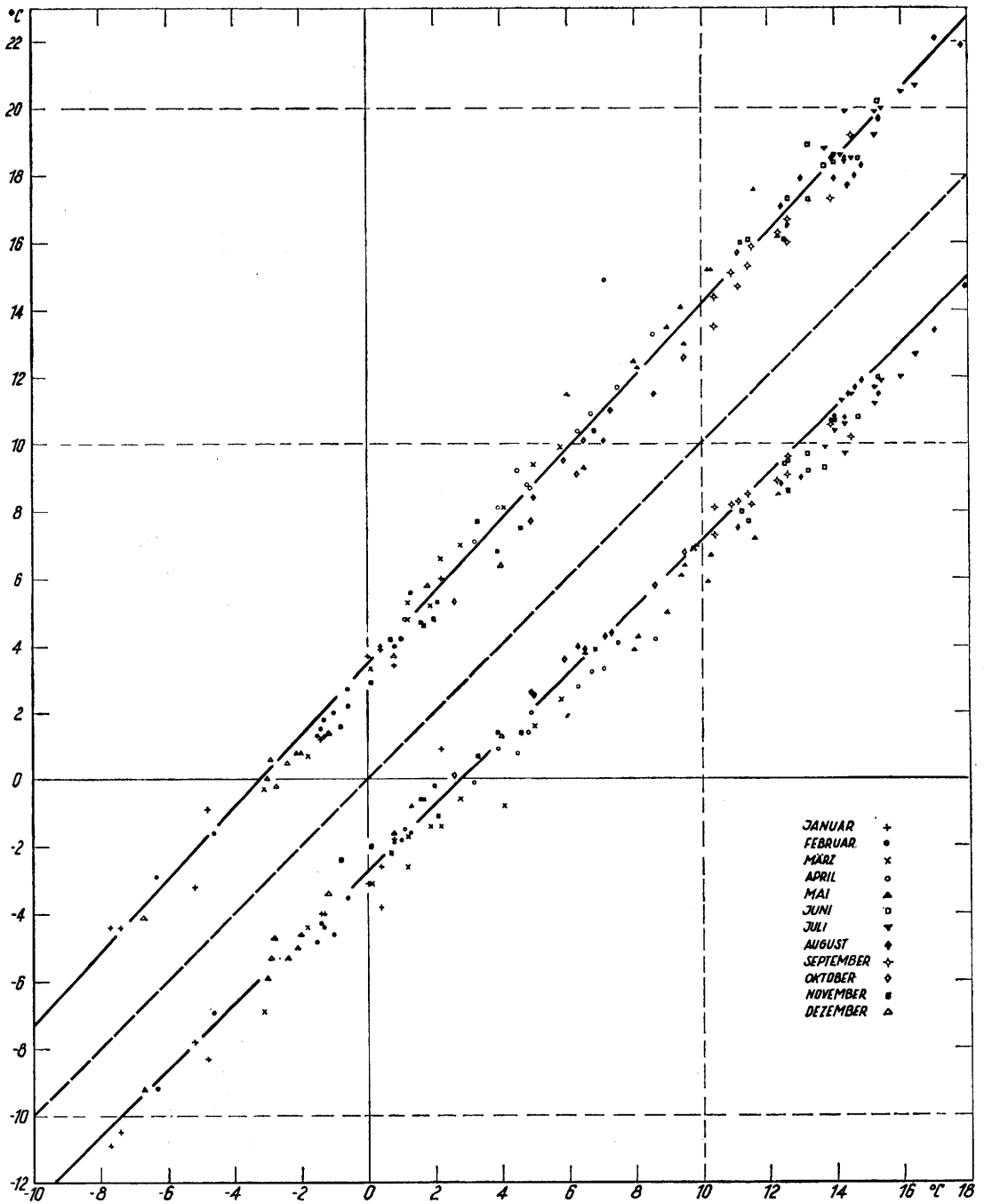


Abb. 1c)

c) Mittlere tägliche Maxima bzw. Minima eines jeden Monats (1934—1944) in Abhängigkeit von der mittleren Monats-temperatur, Hohenpeißenberg.

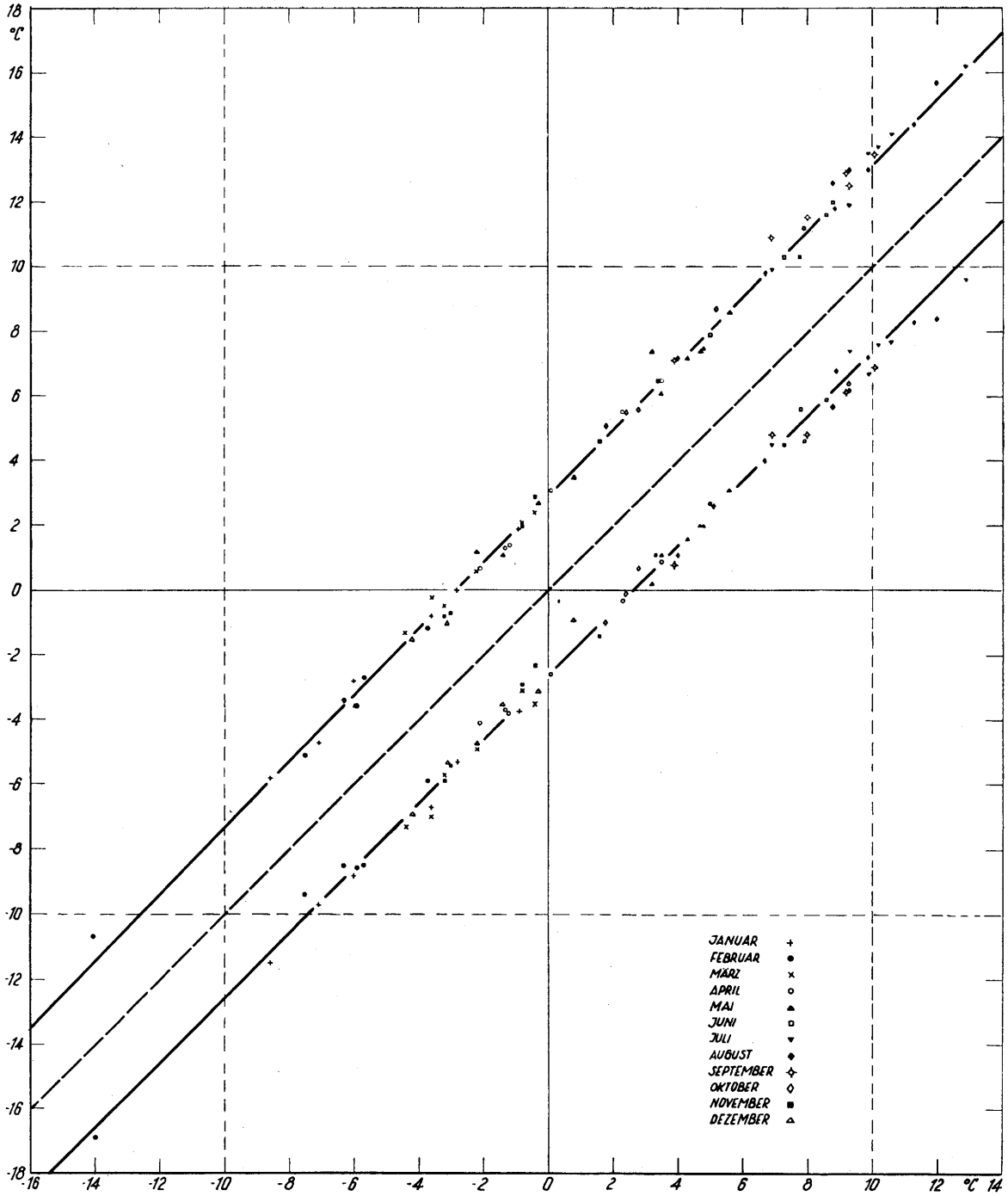


Abb. 1d)

d) Mittlere tägliche Maxima bzw. Minima eines jeden Monats (1951—1956) in Abhängigkeit von der mittleren Monats-temperatur, Wendelstein.

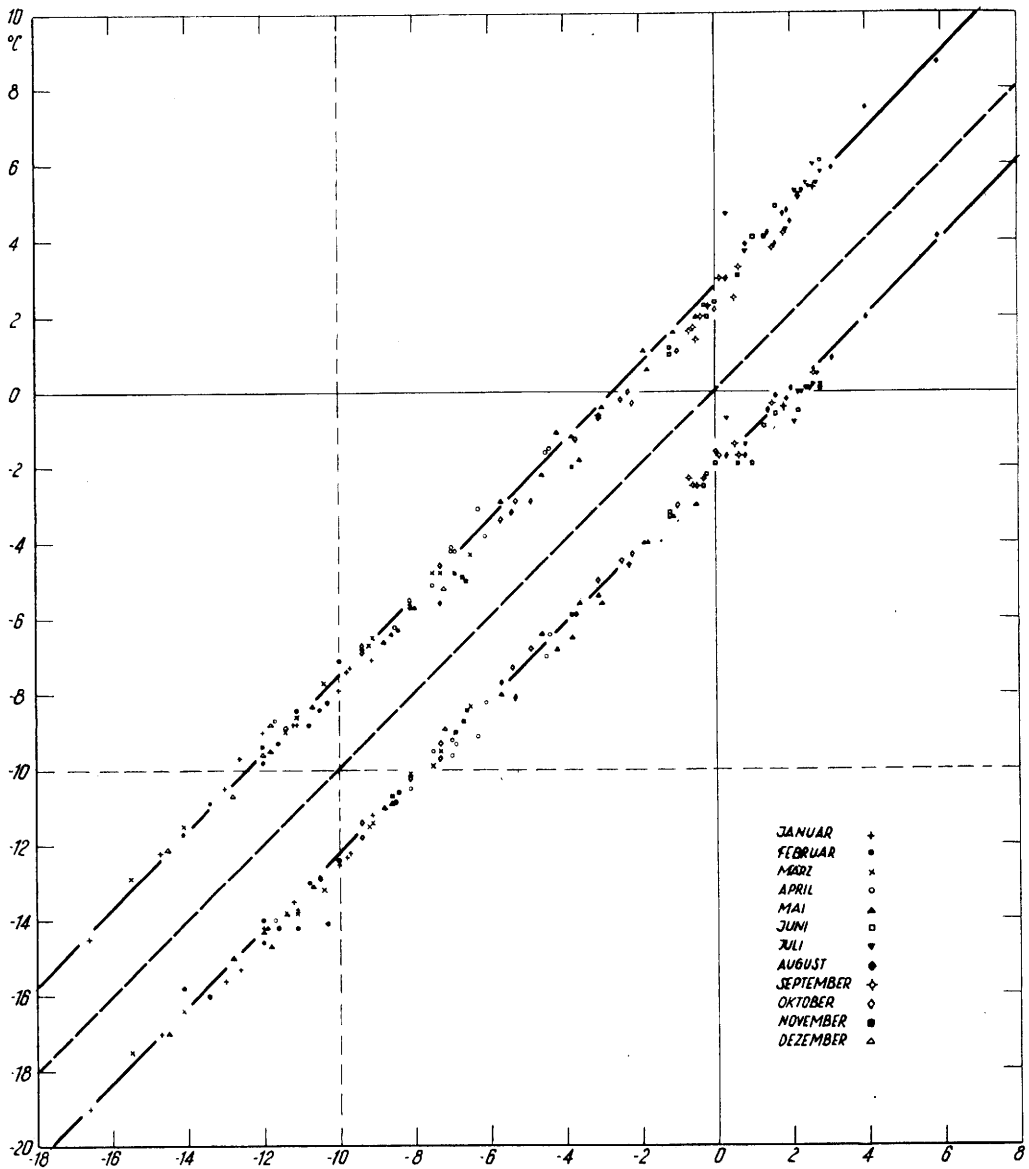


Abb. 1e)

e) Mittlere tägliche Maxima bzw. Minima eines jeden Monats (1934—1944) in Abhängigkeit von der mittleren Monats-temperatur, Zugspitze.

der Monatsmitteltemperaturen und damit Anomalien, während die Punkte der Sommermonate nur jeweils einen kleinen Bereich der mittleren Monatstemperaturen überdecken. Gegen den Winter hin wird der Streubereich dann wieder größer. Durch die Punkte eines jeden der Wintermonate allein läßt sich daher relativ sicher eine Gerade ziehen, für die übrigen Monate des Jahres ist eine solche Gerade wesentlich schlechter bestimmt. Das gilt für alle Stationen, ist aber für die Talstationen besonders auffällig. Für die Zugspitze, den Wendelstein und das Nebelhorn verlaufen die Maxima- und Minimageraden nahezu parallel; die Differenz Maximum-Mittelwert ist ungefähr bei allen Abszissenwerten gleich der Differenz Mittelwert-Minimum und konstant, d. h. sie ist unabhängig vom Betrage der Anomalie und der mittleren Monatstemperatur selbst. Für die Stationen geringerer Meereshöhe divergieren die Geraden; die Differenz Maximum-Mittelwert ist nicht mehr gleich der Differenz Mittelwert-Minimum (Abb. 1 a, b, c) und

bei verschiedenen Abszissenwerten verschieden. Für jede Maxima- und Minimagerade wurde eine Gleichung aufgestellt. Es wurde also für jede Station das mittlere Maximum t_{\max} bzw. das mittlere Minimum t_{\min} ausgedrückt als Funktion der mittleren Monats-temperatur \bar{t} :

$$t_{\max} = a \cdot \bar{t} + b$$

$$t_{\min} = c \cdot \bar{t} + d.$$

Die Werte der Konstanten a, b, c und d sind in Abb. 2 und 3 als Funktion der Meereshöhe aufgetragen. Die Abhängigkeit der Konstanten a und c (Neigung der Maxima- bzw. Minimageraden) von der Höhe (Abb. 2) läßt sich durch 2 Kurven wiedergeben, die etwa in 3000 m Höhe zusammenlaufen; Maxima- und Minimagerade werden parallel.

Die Höhenabhängigkeit der Konstanten b und d (Abstände der Maxima- bzw. Minimageraden eines

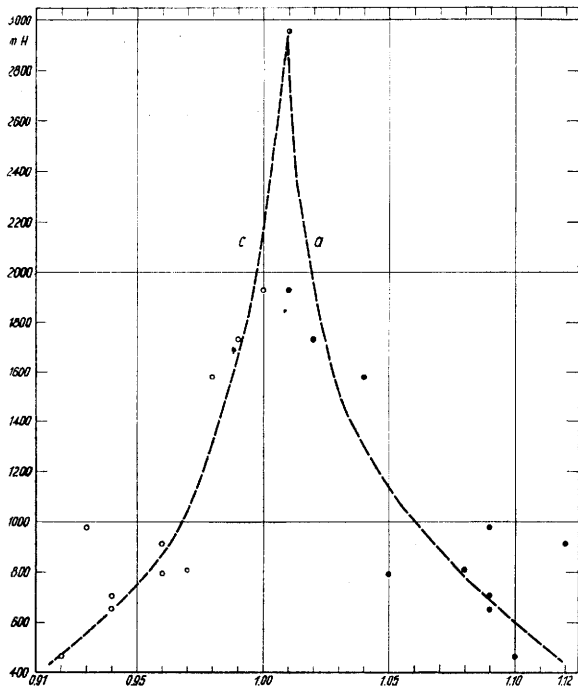


Abb. 2

Darstellung der Konstanten a und c in Abhängigkeit von der Höhe.

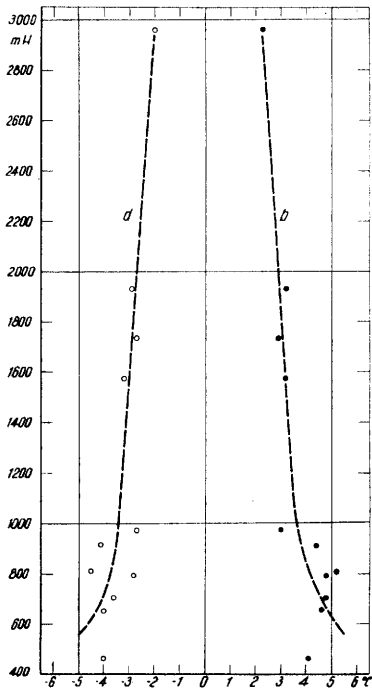


Abb. 3

Darstellung der Konstanten b und d in Abhängigkeit von der Höhe.

bestimmten Abszissenwertes von der 45°-Linie \bar{t} , die gleiche Abszissen- und Ordinatenwerte verbindet) zeigt Abb. 3. Der Abstand der „Extremgeraden“ von \bar{t} nimmt bis etwa 1000 m rasch ab. Für die Stationen oberhalb 1735 m ist die Abnahme nur sehr gering.

Das sehen wir auch in der Abb. 1 a—e bestätigt. Der Abstand der „Extremgeraden“ von der 45°-Linie \bar{t} wird immer geringer mit zunehmender Höhe der Stationen. Die Neigung der Maximagraden (Abb. 2) nimmt mit zunehmender Höhe ab, die der Minimageraden zu, bis beide Neigungen bei ungefähr 1500 m gleich groß sind.

Für die Stationen geringer Höhenlage wie Reichenhall zeigt sich, daß die „Extremgeraden“ die mittleren Maxima bzw. Minima nur bedingt repräsentieren, daß sich vielmehr besser je eine Gerade durch die Extremwerte der Wintermonate und eine durch die der Sommermonate legen läßt. Beide Geraden schneiden sich unter einem Winkel, der mit der Höhe abnimmt. Die Maxima- (bzw. Minima-) Gerade der Wintermonate (Abb. 4) besitzt eine kleinere (bzw. größere) Neigung als die für das ganze Jahr gezeichnete Maxima- bzw. Minimagerade (vgl. Abb. 1 a). Dies bedeutet also, daß in den Wintermonaten eine Abnahme der Monatsmitteltemperatur (oder eine zunehmende negative Anomalie) um einen bestimmten Betrag von einer geringeren Abnahme der mittleren Maxima begleitet ist als im Sommer, dagegen von einem stärkeren Absinken der mittleren Minima.

Weiteren Aufschluß erhalten wir, wenn wir die einzelnen Monate verschiedener Stationen getrennt betrachten und die oben erwähnten „Anomaliegeraden“ in einem Koordinatensystem mit den Anomalien der mittleren Monatstemperatur als Abszisse und der Differenz zwischen zugehörigen Extremen und mittlerer Monatstemperatur als Ordinate diskutieren. Stationen oberhalb und unterhalb 1000 m zeigen Unterschiede. Bei den letzteren steigen die Anomaliegeraden der Maxima von negativen zu positiven Anomalien der Mitteltemperaturen hin zu (Abb. 5, 6). Die Wintermonate fallen jedoch aus diesem Schema heraus. Die Anomaliegeraden verlaufen fast horizontal, d. h. die Differenz zwischen mittlerem Maximum und Monatsmittel ist fast unabhängig vom Betrag der Anomalie der Monatsmittel. Die Anomaliegeraden der Minimumtemperaturen fallen beim Übergang von negativen zu positiven Anomalien der Monatsmittel; wiederum machen die Wintermonate eine Ausnahme. Die Anomaliegeraden verlaufen im Winter nahezu horizontal. Für die Stationen oberhalb 1000 m steigen die Anomaliegeraden der Maxima beim Übergang von negativen zu positiven Temperaturanomalien nicht oder nur wenig an; das analoge gilt für die Minima. Sommer- und Wintermonate unterscheiden sich nicht.

Die Wintermonate der Talstationen und alle Monate der Höhenstationen verhalten sich also hinsichtlich der Anomaliegeraden gleich.

Eine Temperaturanomalie kann autochthon oder allochthon bedingt sein. Eine am Beobachtungsort selbst hervorgerufene Anomalie ist nur über die Strahlung zu verstehen. Es müßte dann wegen der linearen Abhängigkeit der Temperaturdifferenzen zwischen den mittleren Extremen und der Mitteltempera-

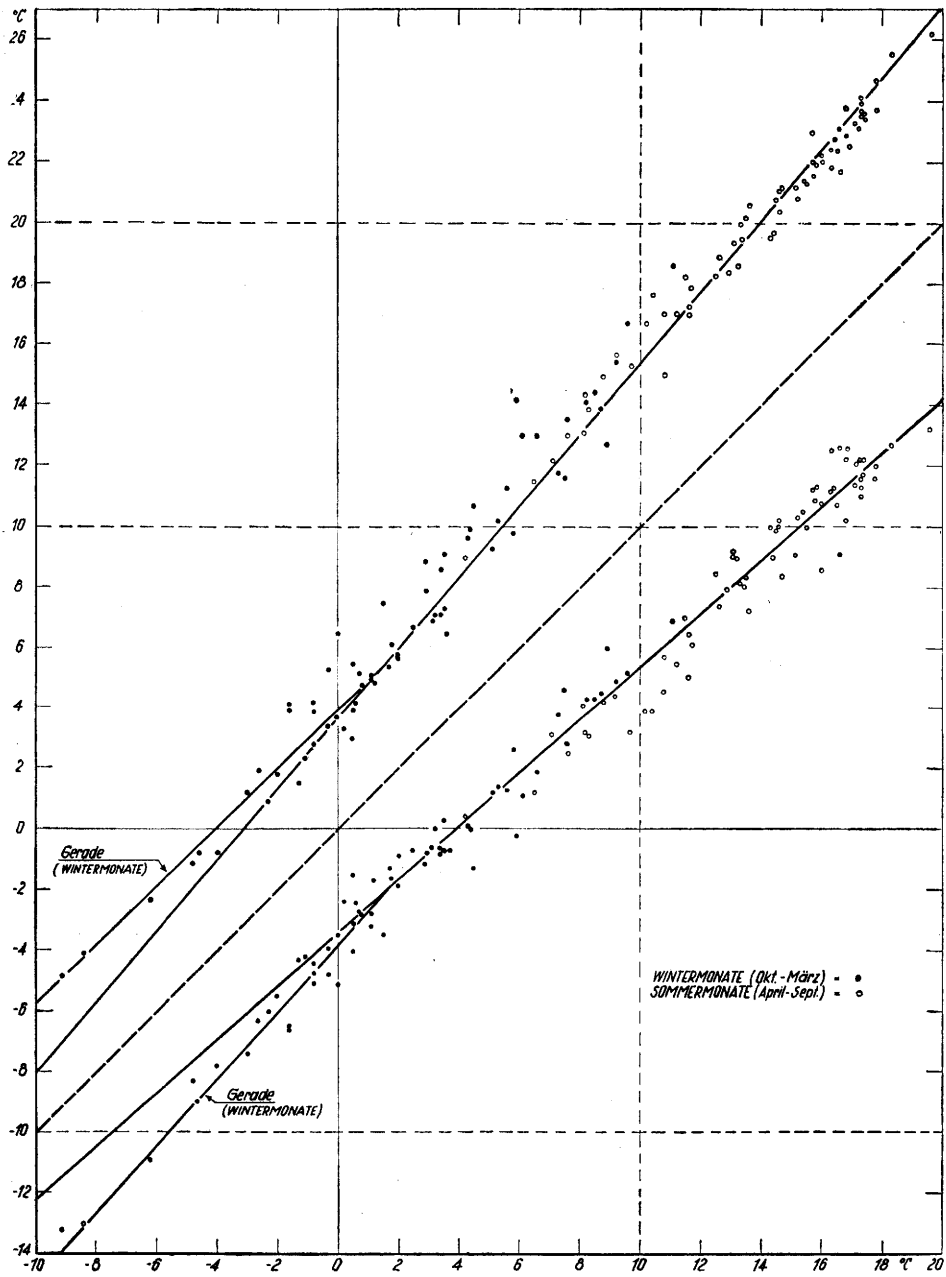


Abb. 4
Mittlere tägliche Maxima- bzw. Minimatemperaturen
in Reichenhall.
(1934-1944) in Abhängigkeit von der mittleren Monatstemperatur
..... Wintermonate (I, II, XII), + + + + übrige Monate.

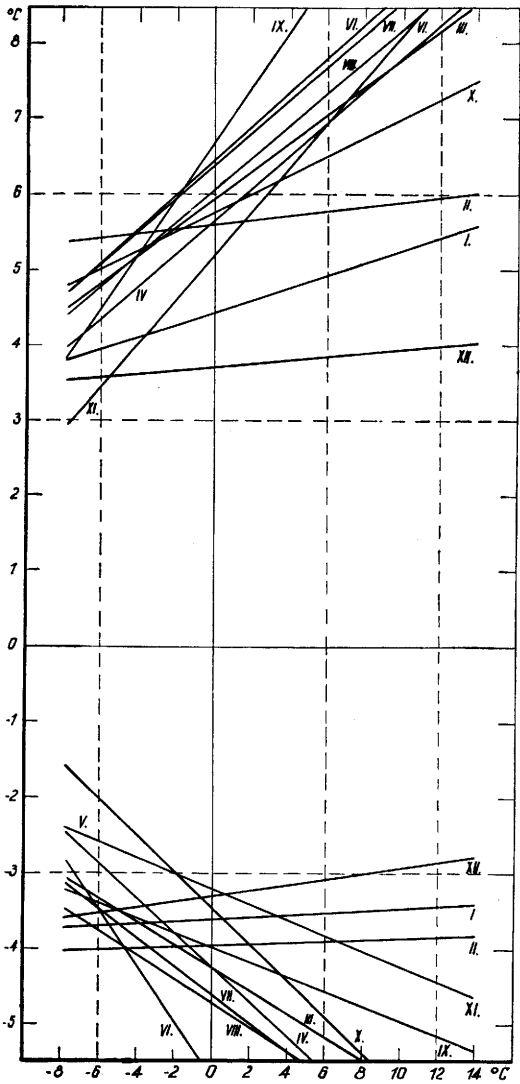


Abb. 5

Oben: Differenz mittleres tägliches Maximum minus Monatsmittel der Temperatur in Abhängigkeit von der Anomalie des Monatsmittels. Unten: Differenz mittleres tägliches Minimum minus Monatsmittel der Temperatur in Abhängigkeit von der Anomalie des Monatsmittels. Garmisch-Partenkirchen.

tur und damit auch der Tagesschwankung von der Mitteltemperatur des Monats selbst eine Abhängigkeit zwischen der mittleren Tagesschwankung (d. h. zwischen der Differenz mittleres Maximum minus mittleres Minimum) eines Monats und der Strahlung oder auch der Sonnenscheindauer dieses Monats bestehen. Das ist zwar bei den Talstationen der Fall, wenn man von den Wintermonaten absieht (Abb. 7), dagegen überhaupt nicht bei den Höhenstationen (Abb. 8). An den Höhenstationen und dabei besonders ausgeprägt an der Zugspitze kann also eine Anomalie der Temperatur nicht bedingt sein durch die Änderung der lokalen Strahlungsverhältnisse; sie kann also nicht autochthon sein. Dann bleibt nur die Möglichkeit übrig, daß sie zustande kommt über Änderungen der allgemeinen Zirkulation, d. h. über eine Änderung der

Häufigkeit polarer und subtropischer Luftkörper. Interessant bleibt dabei die Feststellung, daß (wegen der Unabhängigkeit der Differenz Maximum-Mittelwert von der Temperatur selbst) polare und subtropische Luftkörper dieselbe Streuung der Häufigkeiten der einzelnen auftretenden Temperaturen haben; die Differenz Maximum minus Mittelwert bzw. Mittelwert minus Minimum ist ja ein Maß für die Streuung der Temperaturwerte. Ist im Verhalten der Bergstationen ein advektiver Einfluß vorhanden, hier sogar in entscheidendem Maße, so muß er naturgemäß auch an den benachbarten Talstationen vorhanden sein. Eine positive Anomalie bedeutet hier also primär ebenfalls eine Zunahme der Häufigkeit subtropischer Luftkörper. Damit ist aber wegen der orographischen Verhältnisse eine Zunahme der Häufigkeit föhniger Aufheiterungen, d. h. also eine größere Sonnenscheindauer, verbunden. Diese kann an den Talstationen im Sommer voll zu

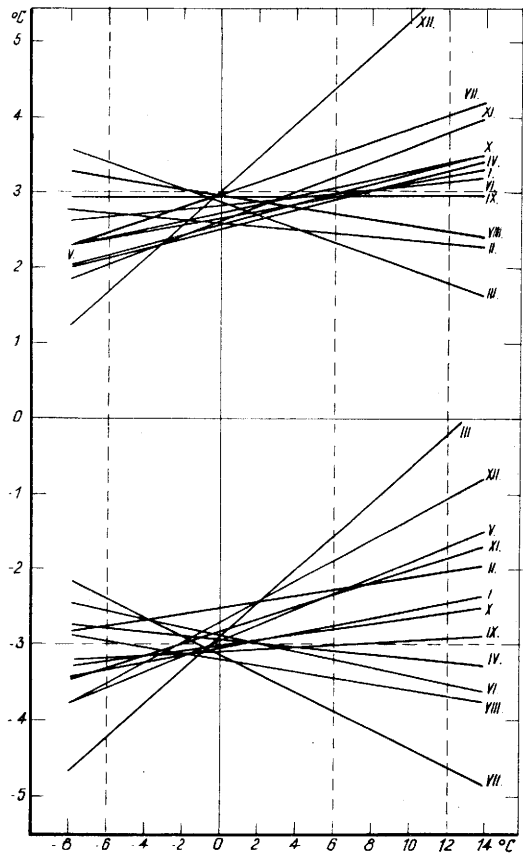


Abb. 6

Oben: Differenz mittleres tägliches Maximum minus Monatsmittel der Temperatur in Abhängigkeit von der Anomalie des Monatsmittels. Unten: Differenz mittleres tägliches Minimum minus Monatsmittel der Temperatur in Abhängigkeit von der Anomalie des Monatsmittels. Wendelstein.

einer Verschärfung der Extreme und zu einer Vergrößerung der Tagesschwankung beitragen, da hier die Abschwächung dieser Effekte durch nächtliches Absinken und die Konvektion an den Hängen fehlt. Man

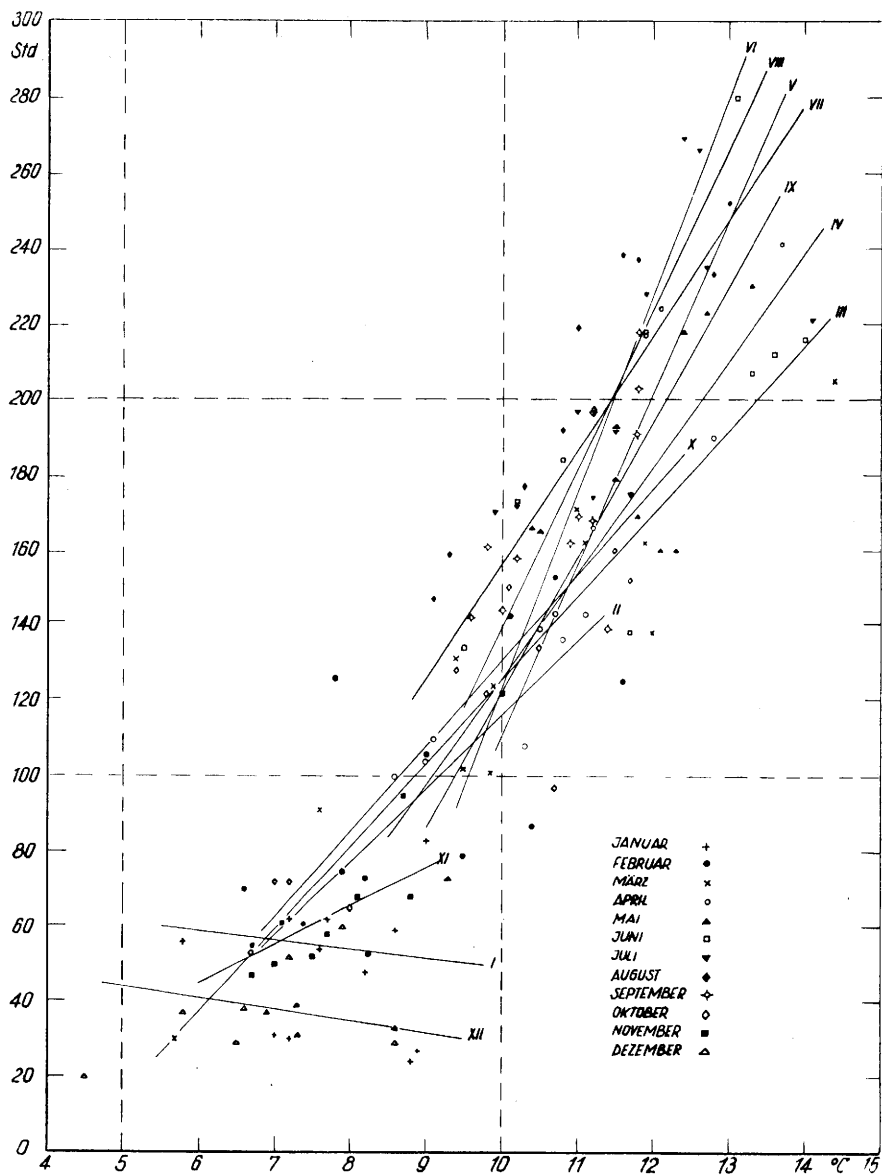


Abb. 7
Mittlere Tagesschwankung (°C) eines jeden Monats als Funktion der Sonnenscheindauer (1934—1944). Reichenhall.

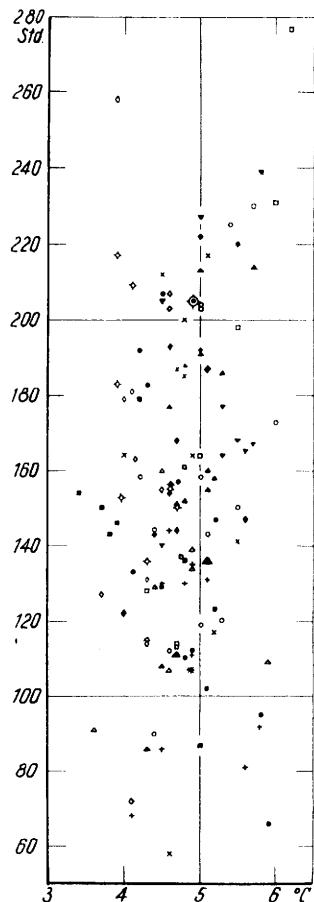


Abb. 8
Mittlere Tagesschwankung (°C) eines jeden Monats, als Funktion der Sonnenscheindauer (1934—1944). Zugspitze.

vergleiche hierzu die Ausführungen von Götz über das Klima von Arosa (2). Es wird damit zugleich verständlich, warum die Differenz Maximum minus Mittelwert mit der mittleren Monatstemperatur zunimmt. Wir müssen darin eine Auswirkung des Jahresganges der Temperatur zusammen mit dem Jahresgang der Sonnenscheindauer sehen. Eine positive Anomalie der Monatstemperatur wirkt sich also gleichsam wie eine Verschiebung dieses Monats in die wärmere Jahreszeit hinein aus.

Eine Ausnahme machen die Wintermonate der Talstationen. Die Zunahme der Differenz zwischen Mitteltemperatur und mittlerer Extremtemperatur bei Zunahme der Mitteltemperatur bzw. einer positiven Anomalie ist in den Wintermonaten geringer als in den anderen Monaten, d. h. in Wintermonaten verhalten sich die Talstationen wie die Höhenstationen. Wie kommt das? Wie Abb. 7 zeigt, hat die Sonnenscheindauer, d. h. die Strahlung, im Winter (Reichenhall) keinen Einfluß auf die Differenz Maximum minus

Tab. 1
Mittlere Zahl der trüben Tage (1900—1930)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Reichenhall	13,4	10,3	11,2	11,7	10,9	10,0	9,8	9,0*	9,7	11,2	12,8	14,4
Zugspitze	11,2	9,6	12,6	15,3	15,4	16,9	15,9	13,9	12,3	10,5	9,2*	11,4

Tab. 2
Mittlere Sonnenscheindauer in Prozent der möglichen Dauer (1891—1930)

Partenkirchen	25	24	32	32	34	34	39	45	39	36	25	17*
Zugspitze	40	50	44	32	36	29*	37	43	39	52	48	39

Minimum. Im Winter liegt in den Tälern häufig relativ kalte Luft. Sie kann ursprünglich subtropische oder polare Luft und demgemäß mit einer positiven oder negativen Anomalie der Mitteltemperatur gekoppelt sein. Eine Inversion mit einer darunter liegenden Stratusdecke trennt diese Luft von der darüber liegenden Luft ab. Infolgedessen kann Ein- und Ausstrahlung nicht wirksam werden. Die autochthone Komponente hinsichtlich der Größenordnung der Extreme fällt also weg; die Talstationen ähneln damit den Höhenstationen. Diese Auffassung wird bekräftigt durch den verschiedenen Jahresverlauf der mittleren Sonnenscheindauer und auch der Häufigkeit trüber Tage an Tal- und Höhenstationen (Tabelle 1 und 2). Oberhalb dieser Strahlungsinversion herrscht das ganze Jahr über die allochthone Komponente vor.

Abschließend kann man also sagen, daß das Verhalten der mittleren täglichen Extreme in Monaten mit positiver bzw. negativer Anomalie der Mitteltemperatur verständlich wird durch das Überwiegen einer allochthonen Komponente bei den Bergstationen (im Winter auch bei den Talstationen) und einer autochthonen Komponente bei den Talstationen.

Literatur

- (1) Berg, H.: Zur Struktur positiver und negativer Temperaturanomalien in Spanien. Meteor. Rdsch. 12, 21—25 (1959)
- (2) Götz, F. W. P.: Klima und Wetter in Arosa. Frauenfeld 1954
- (3) Klimakunde des Deutschen Reiches, Bd. II, Tabellen. Berlin 1939

Diskussionsbemerkung

H. Berg: Es scheint mir sehr wesentlich zu sein, daß bei den Höhenstationen die Temperaturanomalien keine Beziehung zur Sonnenscheindauer und Bewölkung zeigen. Das bedeutet, daß Temperaturanomalien primär nur über die allgemeine Zirkulation zu erklären sind (geänderte Zahl der Tage mit Zufuhr polarer bzw. tropischer Luftkörper). Das ist auch bei einer Diskussion von Niederschlagsanomalien in Abhängigkeit von Temperaturanomalien zu beachten.

Diskussionsbemerkungen zum Themakreis: Alpenwetter

F. Lauscher: a) Der Anspruch W. Gressels, erst mit seinem System die genetische Wetterentwicklung zu berücksichtigen, besteht nicht zu Recht. Schon das ursprüngliche Baur'sche Schema erfüllt diese Forderung. b) Um die 8 Systeme (1. Baur - Hess - Brezowsky, 2. Baur - Lauscher, 3. Gressel, 4. Blanchet, 5. Fontaine, 6. Mertz, 7. Rosini, 8. Čadež) vergleichen zu können, wäre es am besten, wenn die Autoren einander Wetterlagen-Kalender (etwa für 1948—57) zum Studium zur Verfügung stellen würden.

M. Čadež: Wenn wir z. B. einen Turbulenzstrom untersuchen wollen, müssen wir zuerst den Turbulenztensor und entsprechende Größen in einzelnen Punkten kennen. Ebenso ist es wichtig, bei den Untersuchungen der Wetterlagen über größeren und kleineren Gebieten von der Kenntnis des Wetters in einzelnen Punkten auszugehen. Das Wetter in einem Punkt ist eine physikalische Größe, die durch eine geeignete Wettertypenklassifikation eindeutig definiert werden kann.

F. Steinhauser: Als Ergebnis der Diskussion zur Themengruppe Alpenwetterstatistik und Wetterlageneinteilung ist festzustellen, daß die von Herrn Schüpp gearbeitete Methode zur Alpenwetterstatistik brauchbar und zweckmäßig erscheint. Es wird aber für notwendig gehalten, an Stelle der heute auch bei Untersuchungen alpiner Erscheinungen in ihrer Abhängigkeit von den Großwetterlagen vielfach verwendeten Einteilung der Großwetterlagen nach Hess - Brezowsky und des dafür ausgearbeiteten Wetterlagenkalenders (Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone Nr. 33) eine Modifizierung der Wetterlageneinteilung zu schaffen, die auch den südeuropäischen Raum betrifft und Wetterlagen charakterisieren soll, die für das Gebiet von Nordafrika bis Norddeutschland und von der Atlantikküste bis zur Schwarzmeerküste von Bedeutung sind. Da die Einteilung von Hess und Brezowsky die Vorgänge im Mittelmeerraum kaum berücksichtigt, erscheint die Anwendung dieser Einteilung nur für die nördlich der Alpen gelegenen Regionen sinnvoll. Die Schwierigkeiten der Anwendung dieser Großwetterlageneinteilung im Alpengebiet selbst waren sehr deutlich auch

aus den Beispielen, die Herr Willfarth vorgeführt hat, ersichtlich.

Die erforderliche neue Großwetterlageneinteilung soll nach Möglichkeit die dem Schema von Hess und Brezowsky zugrundegelegten Einteilungsprinzipien mitverwenden, aber Modifikationen enthalten, die die Anwendung auf den südeuropäischen Raum ermöglichen. Dieser Forderung entspricht zum Großteil eine Wetterlagenklassifikation, die von Herrn Lauscher in Anlehnung an das System von Hess und Brezowsky für den österreichischen Wetterdienst geschaffen worden ist und dort auch seit Jahren verwendet wird. In dieses Schema sind noch Ergänzungen einzubauen, die Erscheinungen der Höhenwetterkarten berücksichtigen. Dazu gehören vor allem die Höhentiefs (Kaltlufttropfen), deren Vorhandensein und Lage zum Alpenraum als ergänzendes Merkmal einzubeziehen wäre.

Um zu einem konkreten Ergebnis zu kommen, wird deshalb vorgeschlagen, daß Herr Lauscher sein Wetterlagensystem nochmals überprüft und dann den interessierten Staaten zur Stellungnahme übermittelt. Gleichzeitig sollten auch die in anderen Staaten ausgearbeiteten oder verwendeten Systeme von Wetterlageneinteilungen vorgelegt und an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien im Hinblick auf ihre Eignung für den Aufbau einer den Alpenraum und seine weitere Umgebung umfassenden Großwetterlageneinteilung überprüft und nach Zweckmäßigkeit in einzelnen Teilen mitverwendet werden. Wenn auf diese Weise mit Berücksichtigung der bereits auf mehreren Tagungen für alpine Meteorologie abgehaltenen Diskussionen über dieses Thema ein brauchbar erscheinendes System zustande kommt, soll dieses auch laufend angewendet werden. Für die Verwendung dieses neuen Systems bei verschiedenen alpinmeteorologischen Untersuchungen ist aber auch die Schaffung eines Großwetterlagenkalenders, der auch die Wetterlagen soweit als möglich rückwirkend für die vergangene Zeit enthält, notwendig. Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien wäre in der Lage, den Druck eines derartigen Wetterlagenkalenders durchzuführen, sowie die laufende Veröffentlichung der Wetterlagenkalender jedes einzelnen Jahres zu übernehmen.

7. Vorträge zum Themenkreis: Strahlung und Verschiedenes

7.1. Ergebnisse der Strahlungsmessungen auf den Westalpen und auf den Apenninen

von

Mario Bossolasco

(mit 2 Abbildungen und 2 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Vorläufiger Bericht über die Sonnenstrahlungsmessungen, welche in Sauze d'Oulx (W-Alpen) und dem Monte Capellino (Apenninen) in den Jahren 1957-58 durchgeführt worden sind.

Abstract

Preliminary report on solar-radiation measurements made at Sauze d'Oulx (W-Alps) and at Monte Capellino (Apennines) during 1957-58.

Résumé

Rapport préliminaire sur les mesures de radiation solaire exécutées à Sauze d'Oulx (Alpes Occid.) et au Monte Capellino (Apennines), en 1957-58.

Die hier mitgeteilten Ergebnisse sind teilweise noch als vorläufig zu betrachten, auch weil wegen der kurzen Vortragszeit von verschiedenen notwendigen Erläuterungen abgesehen wird, die mit der eingehenden Diskussion der gesamten Meß-Resultate später an a. O. ausführlich dargestellt werden sollen.

Sauze d'Oulx (West-Alpen)

Diese Station hat folgende geographischen Koordinaten: $\varphi = 45^{\circ} 02' N$; $\lambda = 6^{\circ} 53' E$ Gr.; Höhe ü. NN

1865 m. Sie liegt bei der dortigen „Stazione Sperimentale Alpina“ (Außenstelle des „Istituto Zootecnico e Caseario per il Piemonte, Torino“).

Im März 1958 wurde dort ein Solarimeter nach Kipp & Zonen (Moll-Thermosäule) aufgestellt, und zwar angeschlossen an einem Joens-Sechsfarben-Schreiber, der auch für die Registrierung von anderen meteorologischen Elementen dient bzw. dienen soll.

Wegen der umgebenden Berge ist der Horizont ziemlich kupiert. In den hier betrachteten Monaten (April-August) schwankt der Verlust der Globalstrahlung zwischen 8 und 16%.

Aktinometer-Messungen zur Kontrolle der Solarimeter-Konstante werden von Zeit zu Zeit durchgeführt, doch nicht so oft wie erwünscht wäre, weil das Personal dafür aus Genua kommen muß. Dagegen werden öfter Einzelmessungen der diffusen Strahlung gemacht, und zwar durch Abschirmung der Sonnenscheibe.

In der Tabelle 1 sind die Monatssummen der Globalstrahlung für die bis heute verfügbaren 5 Monate April bis August 1958 angegeben. Die entsprechenden mittleren Tageswerte der Sonnenscheindauer wurden aus den Registrierungen mit einem Campbell-Stokes-Instrument gewonnen: sie unterscheiden sich nicht merklich von den Werten, welche direkt aus den Registrierungen des Solarigraphen gerechnet worden sind (1). Zuletzt enthält die Tabelle 1 auch die maximalen täglichen Werte jedes Monats der Globalstrahlung.

Tab. 1

Globalstrahlung und Sonnenscheindauer in Sauze d'Oulx (April-August 1958)

Monat	Monatssummen (cal/cm ²)	Mittl. tägl. Sonnenscheindauer	Maxim. tägl. Globalstrahlung (cal/cm ²)
April	13464 (kompl.)	6.7 h	661 (Tag: 27.)
Mai	14614 (fehlt 1 Tag: 20.)	6.7	730 (17.)
Juni	13336 (fehlen 2 Tage: 4. u. 13.)	6.3	742 (23.)
Juli	16563 (fehlt 1 Tag: 1.)	7.7	732 (5.)
August	14670 (kompl.)	7.0	646 (8.)

In den fünf betrachteten Monaten waren 51 Tage vollkommen wolkenlos: für diese Tage sind die entsprechenden Werte der Globalstrahlung in Abb. 1 (rechte Seite, oben) graphisch wiedergegeben.

Von der Intensität der direkten Sonnenstrahlung wurde das Maximum am 21. Juli 1958 gemessen, und zwar 11 h 12 m MEZ, mit dem Wert von 1.451 cal/cm²min. Die bis heute durchgeführten Einzelmessungen der

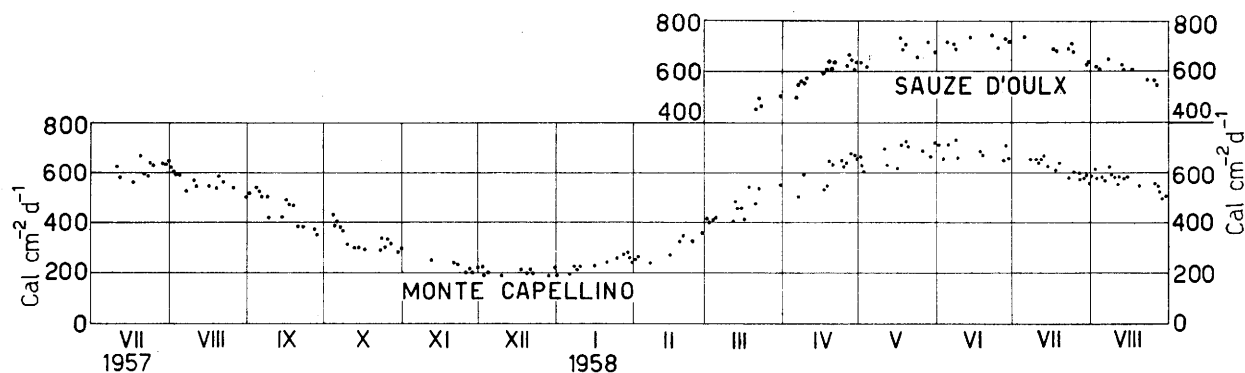


Abb. 1
Darstellung der Werte der Globalstrahlung in Sauze d'Oulx und auf dem Monte Capellino, gemessen an wolkenlosen Tagen.

diffusen Strahlung, an wolkenlosen Tagen, haben ergeben, daß in den Sommermonaten diese diffuse Strahlung im Mittel nur etwa 10% der Globalstrahlung beträgt.

Monte Capellino (Apenninen)

Diese Station liegt bei dem Geophysikalischen Observatorium von Monte Capellino (Außenstelle des Istituto Geofisico e Geodetico dell'Università di Genova), zirka 20 km nördlich von Genua (2). Seine geographischen Koordinaten sind: $\varphi = 44^{\circ} 33' 05''$ N, $\lambda = 8^{\circ} 57' 20''$ E Gr.; Höhe ü. NN = 683 m.

Die Globalstrahlung wird auch hier mit einem Solarmeter nach Kipp & Zonen, angeschlossen an einen Joens-Sechsfarben-Schreiber, registriert. Die Thermosäule ist auf einem eisernen Turm so aufgestellt, daß der Horizont vollkommen frei ist.

Die Registrierungen der Globalstrahlung wurden am 8. Juli 1957 begonnen und sind dann regelmäßig fortgesetzt worden.

In der Tabelle 2 werden die Monatssummen der Globalstrahlung für die 13 Monate August 1957 bis August 1958, sowie die betreffenden Maximal-Werte jedes einzelnen Monats wiedergegeben.

Tab. 2
Globalstrahlung auf Monte Capellino
(August 1957 — August 1958)

Monat	Monatssummen (cal/cm ²)	Maxim. tägl. Globalstrahlung (cal/cm ²)
August 1957	14695 (kompl.)	620 (Tag: 1.)
September	10745 (kompl.)	543 (4.)
Oktober	8029 (kompl.)	431 (4.)
November	3265 (fehlen 2 Tage)	255 (12.)
Dezember	3667 (kompl.)	225 (2.)
Januar 1958	4384 (fehlt 1 Tag)	274 (29.)
Februar	4273 (kompl.)	356 (28.)
März	9573 (kompl.)	550 (31.)
April	11069 (kompl.)	673 (28.)
Mai	15156 (kompl.)	719 (19.)
Juni	12239 (fehlen 6 Tage)	722 (8.)
Juli	15576 (fehlt 1 Tag)	661 (13.)
August	14995 (kompl.)	617 (8.)

Für die wolkenlosen Tage sind die Werte der Globalstrahlung graphisch in der Abb. 1 wiedergegeben. Daraus läßt sich der jährliche Gang der Globalstrahlung, den schon die Monatssummen anzeigen, in Einzelheiten bestätigen.

Auf dem Monte Capellino werden auch direkte Sonnenstrahlungs-Messungen durchgeführt, welche u. a. die Möglichkeit geben, das Solarimeter unter Kontrolle zu halten. Das geschieht durch ein Aktinometer, welches von Zeit zu Zeit mit einem Ängström-Pyrheliometer in Genua geeicht wird. Seit Juli 1957 bis August 1958 wurden 168 Reihen von direkten Sonnenstrahlungs-Messungen durchgeführt. Nicht alle von diesen entsprechen aber den Bedingungen eines richtigen Strahlungstages.

Werden nur die Messungsreihen berücksichtigt, die diesen Anforderungen entsprechen, so zeigt sich, daß

auf Monte Capellino die Maxima der direkten Sonnen-Intensität im Frühling (März) und sogar im Winter (Januar) vorkommen, mit Werten der Größenordnung von 1.40 cal/cm²min.

Dieses Ergebnis ist zu erklären mit den maritimen Luftmassen, welche, mehr oder weniger gealtert, fast immer vorkommen, ausgenommen an einigen Tagen des Winters oder des Frühlings, an denen echte kontinentale Nord-Winde auftreten, die die niedrigste Trübung hervorrufen und somit hohe Werte der direkten Sonnen-Intensität erlauben.

Eine Bestätigung dafür liefert die Berechnung des Trübungs-Faktors (nach Linke). Wenn man die entsprechenden mittleren Werte desselben nur für die guten Strahlungstage betrachtet, dann bekommt man die Jahres-Verteilung, welche Abb. 2 zeigt. Obwohl die

Messungen im letzten Sommer seltener als im Sommer 1957 gewesen sind, läßt sich daraus mit Sicherheit sagen, daß an Strahlungstagen auf Monte Capellino die Trübung der Luft ihre kleinsten Werte im Winter erreicht (Größenordnung nach Linke etwa 2.0), während die Maxima im Sommer vorkommen (zirka 3.5).

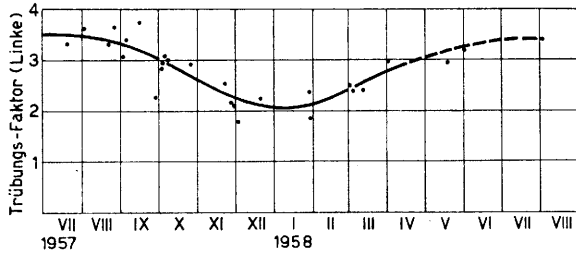


Abb. 2

Verteilung des Trübungs-Faktors (nach Linke) auf dem Monte Capellino (nach Aktinometer-Messungen, die an besonders geeigneten Strahlungstagen durchgeführt wurden).

Die Strahlungs-Verhältnisse auf dem Monte Capellino, als repräsentativ für diejenigen der Apenninen, können besser gedeutet werden, wenn man die Ergeb-

nisse heranzieht, die gleichzeitig an der Küste der Bucht von Genua gewonnen worden sind, und zwar in Genova (Universität) und in Arenzano-Vesima. Beide Stationen gehören ebenfalls zum Istituto Geofisico e Geodetico der Università di Genova. Über die Globalstrahlung in Genova (Universität), nach früheren Registrierungen mit einem Robitzsch-Pyranograph, wurde schon berichtet (3).

Zu den Kosten der Instrumente der Strahlungs-Stationen von Sauze d'Oulx und von Monte Capellino hat das Consiglio Nazionale delle Ricerche (Roma) beigetragen, wofür ihm auch an dieser Stelle bestens gedankt sei.

Literatur

- (1) Bossolasco, M. u. Cicconi, G.: Eliofania e radiazione globale. *Geofis. e Meteor.* 6, 43-45 (1958)
- (2) Bossolasco, M., Cavo, A. u. Dagnino, I.: L'Osservatorio di Monte Capellino dell'Università di Genova. *Geofis. e Meteor.* 4, 109-113 (1956)
- (3) Bossolasco, M. u. Castagnoli, B.: La radiazione globale a Genova. *Geofis. e Meteor.* 4, 114-117 (1956)

7.2. Beiträge zur Bestimmung des Extinktionskoeffizienten von Gletschereis

von

Walter Ambach

(mit 7 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

Es wird über Ergebnisse von Messungen des Extinktionskoeffizienten von Gletschereis berichtet, die seit 1955 am Hintereisferner gewonnen wurden. Vor allem werden neue Ergebnisse aus der obersten Gletscherschicht mitgeteilt. Die Bedeutung dieser Messungen liegt in der Feststellung, daß die Strahlungsenergie nicht an der Oberfläche absorbiert wird, sondern in tiefere Eisschichten eindringt. Die Gesetzmäßigkeit, nach der die Lichtschwächung im Gletschereis verläuft, wurde gefunden.

Es kommen zwei verschiedene Verfahren der Extinktionsmessung zur Anwendung. Der Extinktionskoeffizient wird sowohl an Gletschereisplatten mittels eines Photo-Elementes als auch direkt im Gletscher mittels eines kugelförmigen Strahlungsempfängers ermittelt. Es zeigt sich, daß der kugelförmige Strahlungsempfänger bei derartigen Messungen sehr gute Ergebnisse liefert. Ferner sind Messungen an Gletschereisplatten bei Studien des Streuvorganges an Lufteingeschlüssen und Korngrenzen vorteilhaft.

Abstract

We report measurements of the extinction coefficient of glacier ice made since 1955 on the „Hintereisferner“ (Ötztaler Alps). In particular measurements on the top surface layer which are of great interest because they show that the radiation penetrates deeply into the glacier rather than being absorbed close to the surface. The law of absorption is also found.

Two measuring methods were used. The extinction coefficient was measured by means of a photo cell on ice samples, also, direct measurements were made by means of a spherical radiation receiver. The spherical radiation receiver gives plausible results. Further the measurements on the ice samples are advantageous for studies of the scattering of the radiation on air bubbles and domain borders.

Seit 1955 wurden am Hintereisferner in den Sommermonaten Messungen der Strahlungsextinktion an Gletschereis durchgeführt. Im folgenden wird über die bisherigen Meßergebnisse berichtet, und es werden Neuergebnisse, die bei Messungen in der obersten Eisschicht gewonnen wurden, mitgeteilt.

Der Extinktionskoeffizient konnte sowohl mittels eines Selen-Photoelementes an Gletschereisplatten als auch mittels eines kugelförmigen Strahlungsempfängers direkt im Gletscher ermittelt werden.

Die wichtigsten Ergebnisse der Messungen an Eisplatten sind:

1.) Die spektrale Abhängigkeit des Extinktionskoeffizienten wurde unter Verwendung von Filtern untersucht. Es zeigt sich, daß der Extinktionskoeffizient im kurzwelligen Teil des sichtbaren Spektrums annähernd konstant ist und ab 500 m μ stark ansteigt. Bei 700 m μ erreicht er einen 1,6-fach größeren Betrag als bei 400 m μ . Die Messungen wurden mit sieben verschiedenen Filtern durchgeführt. Abb. 1 zeigt den spektralen Verlauf des gemessenen Extinktionskoeffizienten bei gerichte-

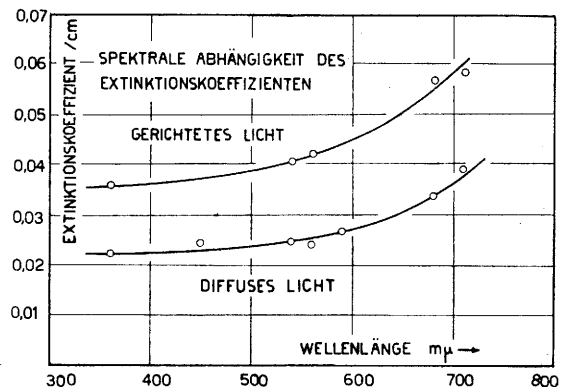


Abb. 1

Der Extinktionskoeffizient von Gletschereis in Abhängigkeit von der Wellenlänge im sichtbaren Spektrum, gemessen an Eisplatten bei gerichtetem und diffussem Licht.

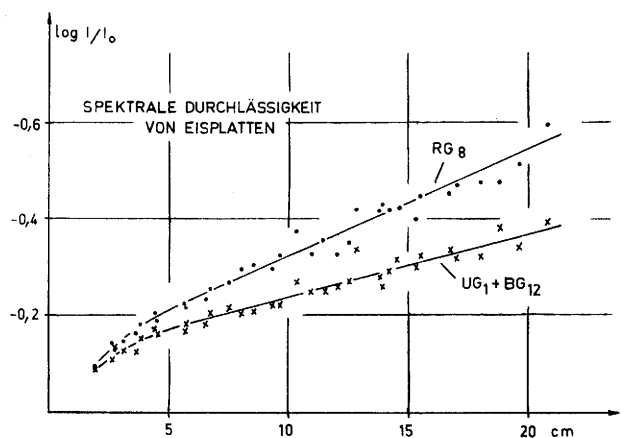


Abb. 2

Die Extinktionskurve eines Plattensatzes für zwei Filter (RG 8 und UG 1 + BG 12) bei gerichtetem Licht

tem und diffusem Licht, und Abb. 2 gibt ein Beispiel für die Meßergebnisse eines Plattensatzes wieder.

2.) Bei gerichtetem Licht zeigt sich, daß die Extinktionskurve (Abb. 3) bei dünnsten Platten gekrümmt ist. Diese Krümmung ist umso stärker, je kleiner der Öffnungswinkel des Strahlungsempfängers ist. Durch theoretische Überlegungen konnte die Krümmung sowohl qualitativ als auch quantitativ erklärt werden (1). Dazu ist die Einführung einer Konstanten notwendig, welche die Dimension eines Extinktionskoeffizienten hat und die Umsetzung des gerichteten Lichtes in Streulicht beschreibt. Die eingeführte Konstante wird Zerstreungskoeffizient genannt. Abb. 3 zeigt die Extinktionskurven für verschiedene Öffnungswinkel.

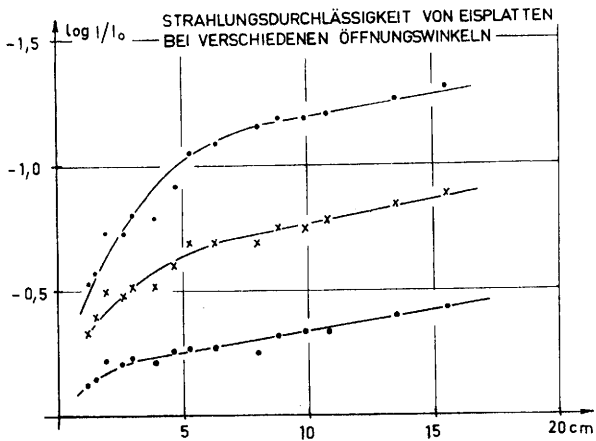


Abb. 3

Die Extinktionskurve eines Plattensatzes bei verschiedenen Öffnungswinkeln des Strahlungsempfängers. Die obere Kurve wurde bei Verwendung eines 8 cm langen Stutzens, die mittlere Kurve mit einem 3 cm langen und die untere Kurve ohne Stutzen gewonnen.

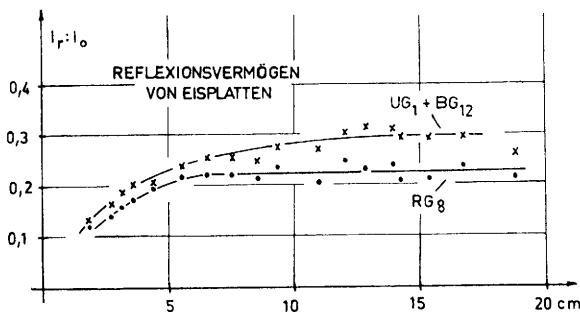


Abb. 4

Die Abhängigkeit der Plattenalbedo von der Plattendicke und der Wellenlänge.

3.) Die Albedo der Eisplatte (Abb. 4) hängt stark von der Dicke der Platte ab. Bei ca. 2 cm besitzt die Albedo etwa den halben Betrag; bei 10 — 15 cm Dicke erreicht sie einen konstanten Wert. Der grundsätzliche Verlauf konnte theoretisch erklärt werden (3).

4.) Auch die Plattenalbedo zeigt eine spektrale Abhängigkeit (Abb. 4), die auf die spektrale Abhängigkeit des Extinktionskoeffizienten zurückgeführt werden kann (3).

5.) Da ein Zusammenhang zwischen der Eisalbedo und dem Extinktionskoeffizienten theoretisch abgeleitet werden konnte, wurde versucht, den Extinktionskoeffizienten aus Albedomessungen zu bestimmen. Dabei ergeben sich jedoch zahlenmäßig Unstimmigkeiten, die möglicherweise durch Annahme einer Totalreflexion des Lichtes an den Plattenflächen erklärt werden können. Die theoretische Deutung kann durch Anwendung der Theorie von Dunkel und Gier (4) erfolgen. Aus

den Messungen an Eisplatten lassen sich Schlüsse über den Streuvorgang an Lufteinschlüssen und Korngrenzen ziehen.

Das Ziel der Extinktionsmessungen ist, genauen Aufschluß über die Schwächung des natürlichen Lichtes im Gletschereis zu erhalten und gleichzeitig Aussagen über den Energieumsatz der Strahlung im Gletscher selbst machen zu können. Dazu sind allerdings Plattenmessungen von untergeordneter Bedeutung, weil für die Energieumsatzfragen die Verhältnisse in der obersten Gletscherschicht entscheidend sind.

Um Messungen der Strahlungsextinktion im Gletscher direkt zu machen, wurde ein kugelförmiger Strahlungsempfänger konstruiert, der das Streulicht aus allen Raumrichtungen gleichmäßig integriert (2). Die größte meßtechnische Schwierigkeit besteht bei direkten Messungen im Gletscher darin, daß die abschattende Wirkung des Meßgerätes möglichst klein gehalten werden soll. Zuerst wurde als Strahlungsempfänger eine Vollkugel verwendet, deren Oberfläche geschwärzt ist und deren Übertemperatur zur Umgebung mittels eines Thermoelementes gemessen wird. Bereits dieses Gerät hat sich bestens bewährt. Die damit gewonnenen Meßergebnisse wurden bereits mitgeteilt (2).

Die Weiterentwicklung dieses Gerätes liefert durch Verwendung einer Kupferhohlkugel eine verbesserte Zeitkonstante. Ferner wurde besonderer Wert auf Kleinheit des neuen Gerätes gelegt, um den Extinktionskoeffizienten der obersten Eisschicht messen zu können. Der Durchmesser der Empfängerhohlkugel beträgt 4 mm. Sie ist in einer Glaskugel wasserdicht eingeschlossen.

Für Messungen im Firm dagegen war es notwendig, eine möglichst große Empfindlichkeit zu erreichen. Die Kugel des empfindlichsten Gerätes besitzt einen Durchmesser von 11 mm. Hinweise für die optimale Dimensionierung des Gerätes in bezug auf Empfindlichkeit wurden bereits gegeben (2).

Die wichtigsten Ergebnisse der direkten Messungen der Strahlungsextinktion im Gletscher mittels eines Kugелеlementes sind:

1.) Der Extinktionskoeffizient des Gletschereises ist ab 20 — 30 cm Tiefe im Gletscher konstant und erreicht den Betrag 0,018/cm. Die Empfindlichkeit des gebauten Gerätes reicht aus, um bei gerichtetem Licht Messungen bis 170 cm und bei diffusem Licht bis 120 cm Tiefe durchführen zu können (Abb. 5).

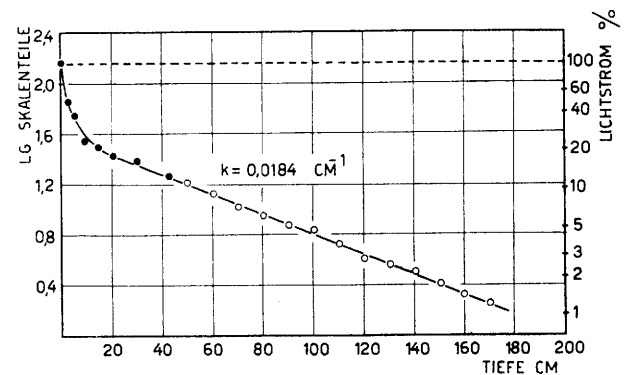


Abb. 5

Die Lichtschwächung im Gletscher von 0 bis 170 cm im halblogarithmischen Maßstab, gemessen mittels eines Kugелеlementes.

2.) In den obersten Zentimetern des Gletschers steigt der Extinktionskoeffizient stark an und erreicht in 2 bis 3 cm Tiefe etwa den zehnfachen Betrag. Seine größten Werte liegen bei 0,3/cm (Abb. 6). Es ergibt sich kein

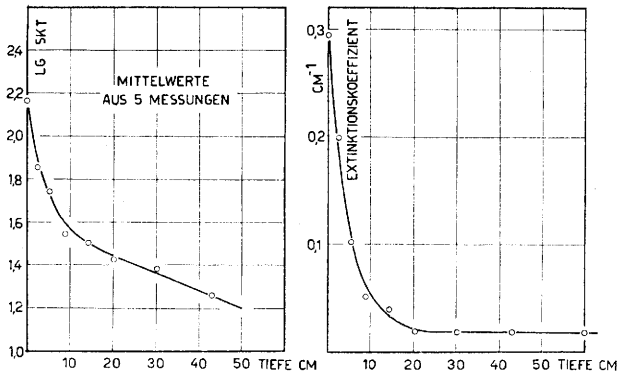


Abb. 6

Die Abhängigkeit des Extinktionskoeffizienten von der Tiefe in der obersten Eisschicht, gemessen bei gerichtetem Licht. Mittelwert aus fünf Messungen.

wesentlicher Unterschied in den Ergebnissen bei gerichtetem und diffusem Licht.

3.) Messungen im Firn mit dem empfindlichsten Kugelement konnten bis zu einer Tiefe von 30 cm vorgenommen werden. Durch Einlagerungen von Schmutzhorizonten und stärker absorbierenden Schneeschichten erfolgt dort die Lichtschwächung nicht immer nach einem exponentiellen Gesetz. Als mittlerer Extinktions-

koeffizient bei Untersuchungen in der Firndecke (Hinterferferner, 3000 m ü. d. M.) ergab sich $\kappa = 0,23/\text{cm}$.

Die bisherigen Kugelempfänger hatten den Nachteil, daß nur in isothermen Medien die Strahlung gemessen werden konnte, weil das Thermoelement die Übertemperatur der Empfängerfläche gegen die Umgebung mißt. Bei Messungen im schmelzenden Gletscher befindet sich die Vergleichslötstelle des Thermoelementes in einer Eis-Wasser-Mischung. In nicht isothermen Medien müßte die Temperatur der Meßstelle bekannt sein und die Vergleichslötstelle sich in einem Bad mit dieser Temperatur befinden. Zur Vereinfachung der Messung in nicht isothermen Medien wurde deshalb ein Zweikugelelement konstruiert, wobei eine Kugel geschwärzt und die andere auf Hochglanz versilbert ist. Das Thermoelement in der versilberten Kugel wirkt dabei als Vergleichslötstelle. Die Temperaturdifferenz beider Kugeln wird gemessen. Eine vereinfachte Theorie dieses Elementes zeigt jedoch, daß auch mit dem Zweikugelelement keine exakte Temperaturunabhängigkeit der Empfindlichkeit erreicht wird. Eichmessungen bei verschiedenen Temperaturen lassen aber erkennen, daß die Temperaturabhängigkeit dieses Gerätes sehr gering ist.

Grundsätzlich zeigt sich, daß an Eisplatten ein wesentlich größerer Extinktionskoeffizient gemessen wird als direkt in tiefen Gletscherschichten. Die Ursache dieses Unterschiedes ist, daß die Eisplatten aus einer Tiefe

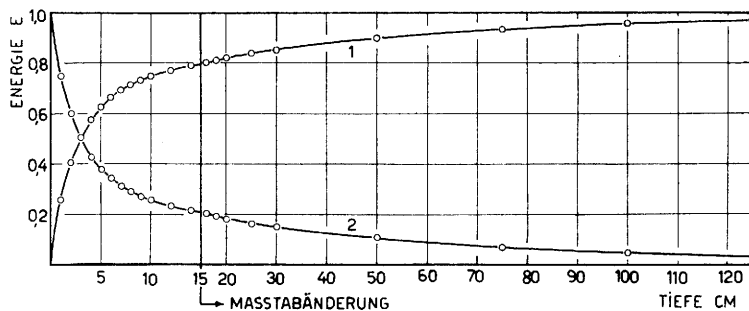


Abb. 7

Die absorbierte Strahlungsenergie (1) und die Abnahme der Strahlungsenergie (2) im Gletscher.

von 15 — 30 cm stammen. In dieser Tiefe hat der Extinktionskoeffizient noch nicht seinen konstanten Betrag $0,018/\text{cm}$ erreicht. Ferner wird die Eisplatte während der Meßzeit (ca. 3 — 4 Stunden für einen Plattensatz) der direkten Sonnenstrahlung ausgesetzt und dabei durch Strahlungsabsorption in ihrer Struktur verändert. Eine Darstellung der Abnahme des Lichtstromes, wie sie im Gletscher mittels eines Kugelementes gemessen wird, ist in Abb. 7 gegeben. Kurve 1 zeigt den bereits extinguierten Betrag und Kurve 2 die Abnahme des Lichtstromes mit der Tiefe.

Die Feldarbeiten wurden durch die Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien, unterstützt; dafür sei auch an dieser Stelle gebührend gedankt.

Literatur

- (1) Ambach, W.: Über die Strahlungsdurchlässigkeit des Gletschereises. S.-B. Österr. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl. Abt. II **164**, 483 (1955)
- (2) —: Ein Strahlungsempfänger mit kugelförmiger Empfängerfläche zur Bestimmung des Extinktionskoeffizienten in Gletschern. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B **8**, 433 (1958)
- (3) —: Ein Beitrag zur Kenntnis der Lichtstreuung im Gletschereis. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. (im Druck)
- (4) Dunkle, R. V. and Gier, J. T.: Radiation in a diffusing medium with application to snow. California Univ. Inst. of Eng. Res. Contr. DA-11-190-Eng-3, 1953

7.3. Neuere Albedo- und Extinktionsmessungen an Gletschereisplatten

(Vorläufige Mitteilung)

von

Andreas Jaffé

(mit 3 Abbildungen im Text)

Am Hintereisferner wurden in der Zeit vom 22. Juli bis zum 5. September 1956 Strahlungsmessungen an Gletschereisplatten mit Hilfe eines Solarimeters Moll-Gorcynski durchgeführt. Es wurden 176 Eisplatten verschiedener Dicke (1,3 bis 22 cm) aus dem Gletscher herausgeschnitten und auf ihre Lichtdurchlässigkeit und auf ihr Reflexionsvermögen hin untersucht.

Alle Messungen wurden über einem innen geschwärzten quadratischen Kasten von 20 cm Seitenlänge und 10 cm Tiefe ausgeführt, so daß keine Strahlung von unten her an die Eisplatten gelangen konnte. Der Kasten war auf einem Stativ montiert und mittels zweier Scharniere um eine vertikale Achse frei drehbar und um eine horizontale Achse um 70° neigbar eingerichtet, so daß die auf dem Kasten aufliegenden Eisplatten jederzeit senkrecht zur Einfallrichtung der Sonnenstrahlung orientiert werden konnten.

Die Platten wurden mit Hilfe eines eisernen Rahmens, der mit zwei Schrauben versehen war, auf der geneigten Unterlage festgehalten. (An diesem Rahmen war eine kleine Lochblende angebracht, die zur raschen und verlässlichen Einstellung der Normalrichtung diente).

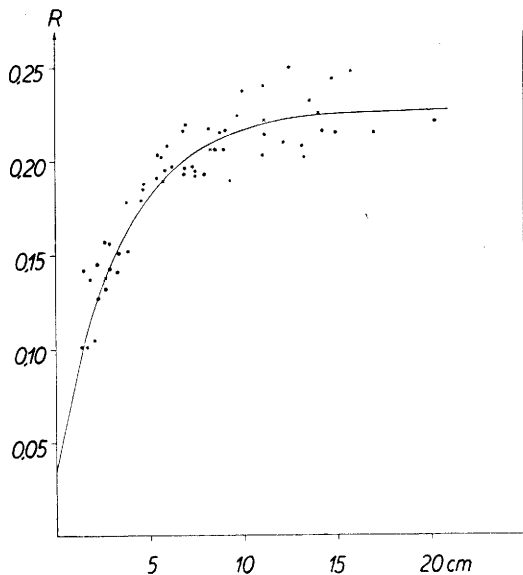


Abb. 1

Das Reflexionsvermögen als Funktion der Plattendicke

Bei gerichteter Strahlung wurden die Eisplatten senkrecht zur Einfallrichtung der Sonnenstrahlung eingestellt. Es wurde dann die Intensität der durchgelassenen und der reflektierten Strahlung sowie der gesamten einfallenden Strahlung gemessen.

Dabei zeigte es sich (Abb. 1), daß das Reflexionsvermögen R der Eisplatten mit der Plattendicke gesetzmäßig zunimmt. Die Beobachtungen liefern die empirische Funktion

$$R(b) = 0,194 (1 - e^{-0,29 b}) + 0,034$$

wobei b die Plattendicke,
 R das Reflexionsvermögen

und die einfallende Gesamtstrahlung die Einheit ist.

Bei gerichteter Strahlung wurde außerdem die Albedo horizontal eingestellter Gletschereisplatten gemessen. Es ergab sich dabei, daß die Albedo mit abnehmender Sonnenhöhe — d. h., für zunehmende Einfallswinkel — eine markante Zunahme aufweist. Wegen der starken Streuung der Meßwerte konnte hierfür kein analytischer Ausdruck gefunden werden. Es wurde aber festgestellt, daß dieser Effekt keineswegs von der Veränderlichkeit der gerichteten Oberflächenreflexion allein, sondern in ebenso starkem Maße von der diffusen Rückstrahlung aus dem Innern der Eisplatten herührt. Der diffuse Anteil der Oberflächenreflexion wird hier vernachlässigt!

Die ausgezeichnete Kurve in Abb. 2 stellt die nach dem Fresnel'schen Gesetz berechnete gerichtete Oberflächenreflexion dar, die gestrichelte Kurve wurde aus den von Albrecht für Wasser angegebenen Albedowerten gewonnen (indem die Werte der Streuung der empirischen Funktion $R(b)$ von ihnen abgezogen wurden).

Die Extinktion der in die Eisplatten eindringenden gerichteten Strahlung erfolgt nicht nach dem Lambert'schen Gesetz: der Extinktionskoeffizient zeigt vielmehr eine kontinuierliche scheinbare Abnahme mit der Eindringtiefe der Strahlung. Für Tiefen größer als 5 cm ist diese Abnahme klein gegen die Streuung der Meßwerte; es kann daher für diesen Tiefenbereich ein Extinktionskoeffizient angegeben werden (Abb. 3). Er beträgt nach den vorliegenden Messungen: $0,087 \pm 0,009$.

Wenn das Lambert'sche Gesetz streng erfüllt wäre, so würden die Meßpunkte im Diagramm eine Gerade ergeben. Die Kurve ist aber vor allem im Bereich geringer Plattendicken stark gekrümmt, während sie

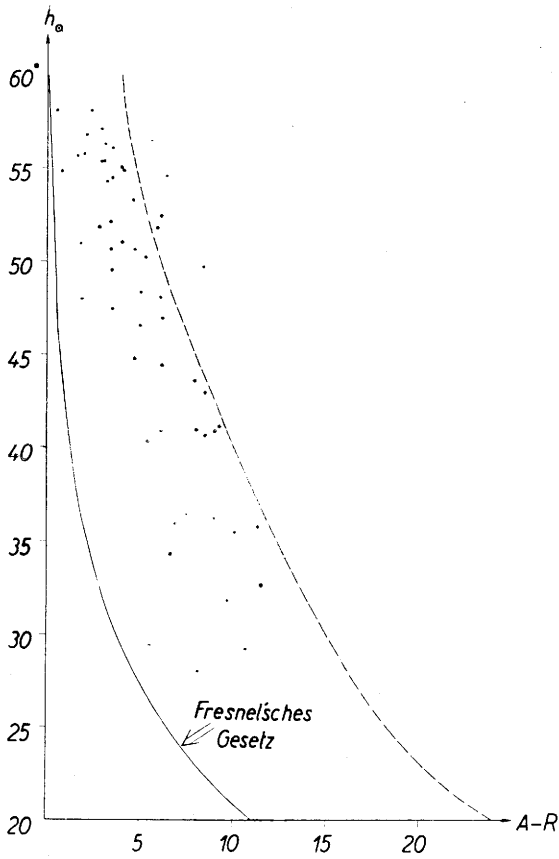


Abb. 2

(A-R) als Funktion der Sonnenhöhe

- A: Albedo horizontal eingestellter Eisplatten
- R: Reflexionsvermögen für den Einfallswinkel Null
- h_0 : Sonnenhöhe

sich im Bereich der dicken Eisplatten der Form einer Geraden nähert. Dieser Effekt wird vor allem auf die Zerstreuung der gerichteten Strahlung im Innern der Eisplatten zurückgeführt.

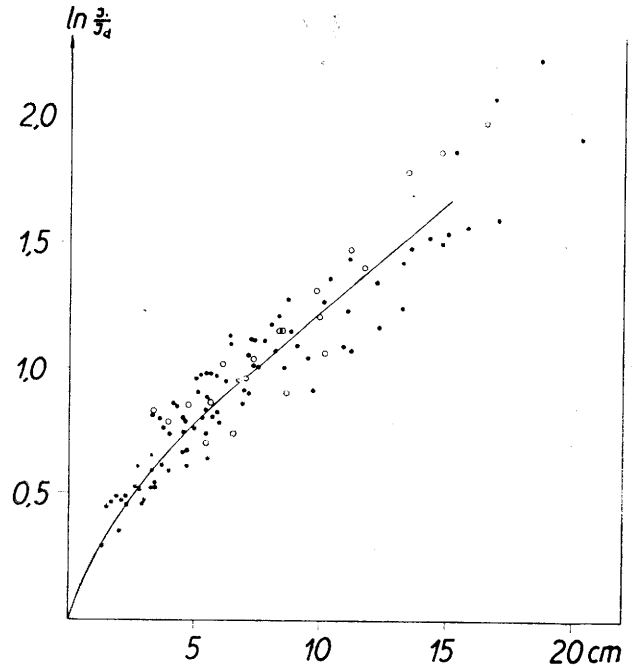


Abb. 3

- I_0 : Differenz von einfallender und reflektierter Strahlung
- I_d : Durchgelassene Strahlung
- Punkte: I_0 und I_d gemessen
- Kreise: reflektierte Strahlung nicht gemessen, sondern aus R (b) extrapoliert

Die hier besprochenen Strahlungsmessungen wurden im Rahmen des von Prof. H. Hoinkes geleiteten glazial-meteorologischen Forschungsprogrammes durchgeführt. Die für die Arbeiten erforderlichen Mittel wurden in dankenswerter Weise von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften zur Verfügung gestellt.

Die Ergebnisse der Untersuchungen werden noch in einer späteren Veröffentlichung ausführlich mitgeteilt.

7.4. Rayonnement du "Ciel Bleu" des Préalpes de Provence. — Détermination de la répartition des luminances sur la totalité de la voûte céleste au moyen d' "Isophotes" tracées directement au PHOTOMETRE INSCRIPTEUR RIBLET

par

Jean Riblet

(avec 7 figures dans le texte)

Résumé

Les observations de la répartition des luminances étendues à la totalité de la voûte céleste, bien qu'elles représentent un important facteur du rayonnement diffusé par le ciel, n'ont pu être effectuées que rarement, faute d'appareillage spécialement adapté à cette opération.

L'auteur a réalisé des Photomètres Inscripteurs particulièrement conçus pour un enregistrement direct et rapide des "Isophotes" de luminance (et de polarisation) sur la totalité de la voûte du ciel, et a pu obtenir ainsi, commodément, une représentation graphique de la répartition des luminances sur l'ensemble du ciel, en bleu, rouge et vert.

Une partie des mesures ont été effectuées à l'observatoire de Haute Provence (du Centre National de la Recherche Scientifique).

Zusammenfassung

Obgleich die Helligkeitsverteilung über das ganze Himmelsgewölbe einen wichtigen Faktor der diffusen Himmelsstrahlung darstellt, ist sie leider nur selten beobachtet worden, denn es erfordert eine schwierige Arbeit, Meßreihen der Leuchtdichte zahlreicher Himmelspunkte, mit absoluter Geschwindigkeit auszuführen. Unter solchen seltenen Beobachtungen sind die von C. Dorno in Davos, von H. H. Kimball in Chicago und Washington, von J. Peyre in Montpellier wohlbekannt.

Um „Isophoten“ über dem ganzen Himmelsgewölbe in der stereographischen Projektion unmittelbar zu registrieren, hat der Verfasser schreibende Photometer gebaut, mit welchen er eine vollständige Darstellung der Himmels-helligkeits-Verteilung (sowie der Himmelspolarisation-Verteilung) bei gegebenem Sonnenstand leicht und unmittelbar erhält. Das Grundprinzip solcher Instrumente besteht darin, das Fernrohr des schon beschriebenen stereographischen Riblet-Perspektographen durch ein Photometer zu ersetzen. Die Himmelsrichtung der innerhalb des Photometers dringenden Lichtstrahlen wird also durch den Schreibstift des Apparats in stereographischer Projektion direkt bezeichnet. Um eine „Isophote“ darzustellen, führt man den Schreibstift sowie einen Bleistift, so daß die photometrische Gleichheit behalten werde.

Der Verfasser hat, bei der günstigen Lage, dem tiefen Horizont und der berühmten optisch-ungestörten

Atmosphäre des Observatoire de Haute Provence (des französischen Centre National de la Recherche Scientifique), Registrierungen der „Isophoten“ gleicher Leuchtdichte am ganzen Himmel in Blau, Grün und Rot durchgeführt.

Der verwendete Apparat, der in einer einfachen Anwendung des schreibenden Riblet-Photometers zur visuellen Photometrie besteht, wird kurz beschrieben.

Um eine bequeme Erklärung der Ergebnisse zu erlangen, werden die in der stereographischen Projektion bezeichneten „Isophoten“ wie topographische Höhenschichtlinien betrachtet, und das so dargestellte Gelände wird beschrieben.

Abstract

Observations of the distribution of the "brightness" over the whole sky, though being important features of the radiation from the sky, have rarely been made, owing to the lack of instruments specially adapted to it.

The "Riblet's recording photometer" follows the same principles as the "Riblet's stereographic perspectograph" used before for determination of the maximum duration of sunshine.

The extremely simple instrument permits to draw quickly in a continuous line, "isophots" curves of equal "luminance" (and polarisation) in stereographic projection.

Results are given of measurements obtained in blue, green and red light, over the entire sky at Observatoire de Haute Provence of Centre National de la Recherche Scientifique (France).

La connaissance de la répartition des intensités du rayonnement émis par les diverses directions du ciel, autrement dit, la répartition des "luminances énergétiques" („Strahldichte“) ou des "luminances" („Leuchtdichte“) sur la voûte du ciel, est un facteur important dans l'étude du rayonnement diffusé par le ciel. Le rayonnement n'est habituellement défini que par l' "irradiation" („Bestrahlung“) (1) qu'il produit sur un plan horizontal, communément appelée: "Radiation diffuse" („Himmelsstrahlung“) et parfois aussi par l' „éclairage" („Beleuchtungsstärke“) qu'il produit sur un plan déterminé: données globales intégrant les effets de l'ensemble du rayonnement incident, sans

qu'il soit possible d'en déduire la répartition spatiale des apports.

Nous allons envisager comment se présentent plus particulièrement les problèmes soulevés par l'étude de la répartition des "luminances" puisque c'est à une étude de photométrie visuelle du ciel que nous nous sommes plus particulièrement attaché dans ce travail.

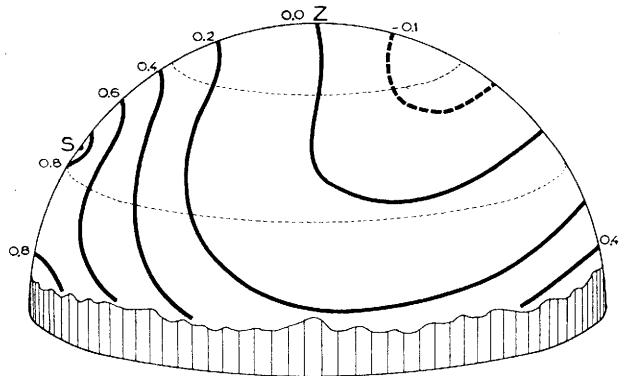


Fig. 1

Représentation schématique de la répartition des luminances sur la totalité de la voûte du "Ciel Bleu", pour une position donnée (S) du Soleil, au moyen d'une série d'isophotes (cotées en logarithmes d'unités zénithales). L'oeil de l'observateur est situé au centre de la voûte hémisphérique du ciel

Considérons (Fig. 1), un hémisphère Σ , de rayon arbitraire, que nous assimilons à la voûte du ciel, et que nous supposons centré sur notre oeil. Nous contemplons le ciel dont la luminosité varie dans de fortes proportions suivant les directions visées. Considérons l'ensemble des points de Σ ayant même luminance B, ils constituent une courbe: la courbe "Isophote" L d'égale luminance B. Une série de courbes "Isophotes" L, L', L" . . . établies pour des luminances convenablement choisies: B, B', B" . . . semblent être le meilleur mode de représentation de la répartition de la luminosité sur la voûte du ciel (analogie avec la représentation de la configuration du terrain par des courbes de niveau).

Une représentation correcte de la voûte céleste sur une feuille de papier, (la surface de la sphère n'étant pas développable, c. a. d. n'étant pas applicable sur un plan sans déchirures ni plissement), nécessite, comme on sait, l'emploi d'une "transformation géométrique", d'une "projection cartographique".

La forme et la disposition des courbes "isophotes" dépendant de la position du Soleil et variant avec son déplacement d'une manière d'autant plus sensible que la région considérée est plus proche de l'Astre, la rapidité d'exécution des mesures est primordiale.

L'étude de la répartition de la luminosité sur la totalité de la voûte céleste était fort laborieuse faute de dispositifs photométriques spécialement adaptés. Il s'agissait, en effet, de mesurer, dans un intervalle de temps fort limité, les luminances d'un grand nombre de points du ciel, et ensuite, à l'aide de ces éléments, de construire, à l'estime, par interpolation, les lignes "isophotes".

Devant de telles difficultés, on mesure le mérite des quelques rares auteurs qui se sont attaqués à un tel travail et l'on comprend que la plupart des études se soient le plus souvent limitées à quelques points ou tout au plus à quelques étroites zones du ciel.

Parmi ces rares mesures englobant l'ensemble de la voûte céleste nous citerons les principales, sans nous y étendre, car elles sont bien connues: les remarquables études de la répartition de la luminosité et de

la polarisation sur la voûte du "Ciel Bleu" poursuivies par le Prof. Dr. C. D o r n o au Physikalisch-Meteorologische Observatorium de Davos (2), (3) et (4), ainsi que les importantes mesures effectuées par H. H. Kimball à Washington et Chicago pour divers degrés de nébulosité du ciel (5), et par J. Peyre à Montpellier par ciel sans nuages (6).

L'auteur a réalisé des Photomètres Inscripteurs spécialement conçus pour le traçage direct et rapide des "Isophotes" (de luminance et de polarisation) de la totalité de la voûte du ciel, comportant éventuellement un fonctionnement entièrement automatique (7).

L'originalité de ces appareils consiste principalement dans l'adjonction à un photomètre approprié (de type indifférent) d'un dispositif grapho-mécanique, partie essentielle de l'instrument, lequel trace les projections stéréographiques des "Isophotes" sur une feuille de papier matérialisant le plan de projection choisi (plan d'horizon, plan Vertical du Soleil, ou plan équatorial céleste, par exemple . . .).

Le dispositif grapho-mécanique utilisé est celui du Perspectographe Stéréographique Riblet qui avait fait l'objet d'une Note (8) de caractère général, présentée en séance de l'Académie des Sciences de Paris, grâce à l'indulgence de M. Le Doyen J. C a b a n n e s, et par la suite décrit ou mentionné dans ses applications à la résolution des problèmes d'insolation, notamment, (9), (10) (11) et (12).

De même que le style du Perspectographe marque, de par sa constitution, la "Projection Stéréographique" de toute direction de l'espace vue au centre du réticule du viseur, de même, si l'on substitue au viseur un photomètre (visuel ou photoélectrique), le style marque la "Projection Stéréographique" de la direction du ciel dont les rayons parviennent au photomètre après avoir été réfléchis par le miroir explorateur.

Le tracé de la projection stéréographique d'une ligne "Isophote" L d'égale luminance B devient dès lors extrêmement simple et rapide: il suffit de régler le photomètre de manière à ce qu'il donne égalisation photométrique pour cette valeur B de la luminance, puis de déplacer le style, en le soulevant légèrement afin qu'il ne marque pas, jusqu'à ce que l'appareil vise un point du ciel donnant égalisation photométrique (donc un point de luminance B) et ensuite de déplacer ce style, tel un crayon, en ayant pour seule préoccupation de maintenir l'égalisation photométrique, ce qui amène à viser successivement, par l'intermédiaire du miroir mobile, tous les points consécutifs de luminance B constituant l' "Isophote" L dont le style marque progressivement et automatiquement sur le papier la projection stéréographique 1.

Il est à remarquer toutefois, qu'afin d'éviter l'influence perturbatrice de la polarisation par réflexion vitreuse, le miroir explorateur est réfléchissant par sa face avant: miroir aluminé.

Un "Cache-Soleil", constitué par un écran circulaire, mobile à l'extrémité d'une longue tige, permet à tout moment de porter ombre sur le miroir et sa monture, éliminant tout risque d'introduction, dans le photomètre, du faisceau solaire direct par diffusion parasite ou par réflexion.

L'étude de la répartition des luminances étant le but du présent travail, il était plus expressif et plus simple à la fois, d'effectuer les mesures en valeurs relatives en prenant, lors de chaque observation, la luminance B_z du ciel au zénith pour unité. Les Isophotes ont été cotées en logarithmes décimaux de ces unités; l'Isophote cotée X ayant la luminance B_x définie par la relation:

$$\log. B_x = \log B_z + X$$

Les lignes Isophotes d'égale luminance étendues à la totalité de la voûte du ciel ont été enregistrées à l'aide d'un photomètre inscripteur de modèle simplifié (Fig. 2) permettant d'opérer visuellement par comparaison avec la luminance du ciel au zénith. L'observateur voit donc en juxtaposition à l'intérieur du photomètre, d'une part, le ciel au zénith réfléchi par le miroir-plage de comparaison, et, d'autre part, une petite surface du ciel centrée sur la direction dont le style de l'appareil marque à l'instant présent la projection stéréographique.

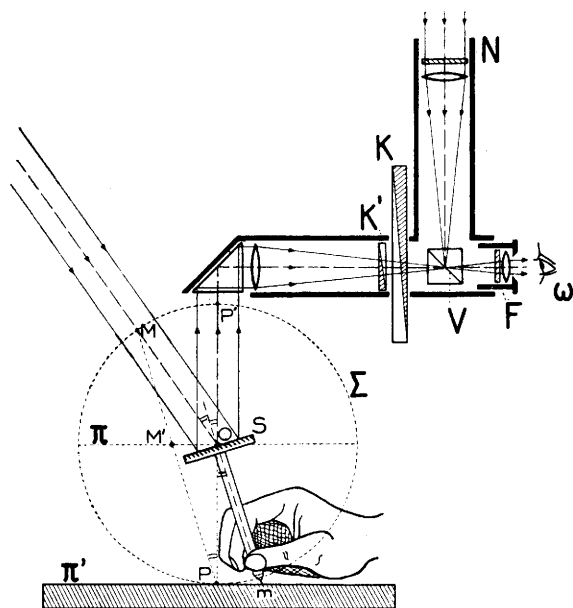


Fig. 2

Schéma d'une application simple de Photomètre Inscripteur Riblet à l'observation visuelle. Avec son aide les "Isophotes" d'égale luminance de la totalité de la voûte du ciel sont directement tracées, par comparaison avec la luminosité du ciel au zénith, en projection stéréographique.

(V) = plage de comparaison; (K) = coin photométrique mobile; (K') = contre coin fixe; (F) = filtre sélectif coloré; (N) = filtre neutre (tare photométrique); (o) = oeil de l'observateur; (m) = pointe du style; (S) = miroir plan. (M') est la projection stéréographique de la direction OM du ciel. On a toujours: $OM' = Pm$.

Rappelons brièvement, sur cet exemple (Fig. 2), le principe du Perspectographe stéréographique Riblet: la normale Om au miroir S étant bissectrice intérieure de l'angle formé en O par le rayon OP' (réfléchi normalement à la planchette π') et le rayon incident correspondant MO, la pointe m du style traceur marque à tout moment la projection stéréographique du rayon incident MO. En effet on a la relation: $Pm = OM'$ comme le prouve une relation géométrique évidente; M' étant la projection stéréographique de pôle P sur le plan π du point M de la sphère Σ et de la direction OM de l'espace.

L'œil de l'observateur se comporte comme un photorécepteur dont la courbe d'efficacité lumineuse voit son étendue rétrécie et la longueur d'onde de son maximum modifiée par l'interposition de filtres sélectifs appropriés, qui délimitent ainsi de petits intervalles spectraux permettant d'opérer dans une couleur définie; la Fig. 3 est relative à l'obtention de l'une des bandes spectrales utilisées: la bande verte; sous l'effet de deux filtres verts Ilford No 407 juxtaposés, dont le maximum de transmission correspond à 5200 \AA , le maximum de sensibilité de l'œil de l'observateur C. I. E. en vision photopique (1) est déplacé de 5550 \AA à 5280 \AA .

Si le Professeur C. Dorno fut favorisé pour ses mesures par la remarquable pureté de l'air de la station de Davos à 1600 mètres d'altitude, l'auteur a pu

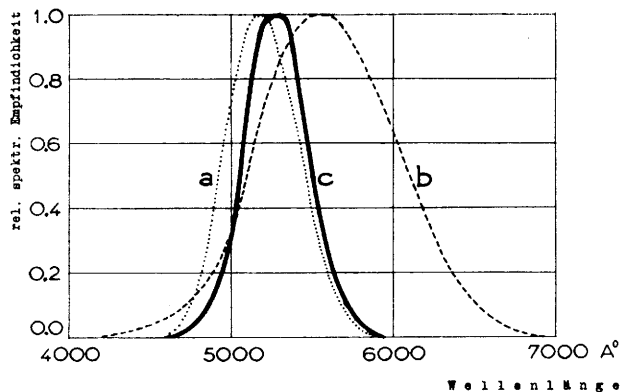


Fig. 3

Obtention de la bande spectrale verte utilisée. Transformation c de la courbe d'efficacité lumineuse b en vision photopique de la C. I. E. lorsque l'observation a lieu à travers deux filtres Ilford en gélatine No 407 dont la courbe spectrale de transmission a est exprimée en ordonnées relatives.

profiter lui aussi, à plus faible altitude (650 mètres), mais avec un tour d'horizon parfaitement dégagé (comme le montrent chacune des figures 4 à 7) d'une limpidité atmosphérique particulièrement réputée: celle de l'Observatoire de Haute Provence magnifique réalisation du Centre National de la Recherche Scientifique. C'est en effet sur la terrasse du bâtiment du spectrohéliographe que l'auteur a pu effectuer une partie de ses enregistrements, grâce à l'aimable accueil de M. M. Jean Dufay, Directeur, et Charles Fehrenbach, Directeur-Adjoint de cet Observatoire.

Les enregistrements ont été effectués sur la totalité du ciel sans nuages, pour diverses distances zénithales du Soleil, notamment en lumière bleue, verte et rouge.

Les Fig. 4 à 7 donnent, à titre d'exemple, quelques observations effectuées au cours d'un après midi.

De ces travaux, l'auteur a pu dégager des renseignements sur la répartition des luminances sur la voûte du "Ciel Bleu" des Préalpes de Provence.

Afin de pouvoir commenter commodément les résultats obtenus, les "Isophotes" d'égale luminance enregistrées en projection stéréographique ont été considérées comme des courbes de niveau topographiques et les formes du terrain qu'elles sont censées représenter ont été décrites.

La répartition générale des luminances peut donc se définir ainsi pour des hauteurs moyennes du Soleil au dessus de l'horizon: entre le Soleil et l'horizon une croupe se relève en éperon, ce dernier est surmonté d'une haute tour (le Soleil); le reste du terrain convergent vers une cuvette occupant la majeure partie du dessin.

Pour une hauteur du Soleil dépassant une trentaine de degrés au dessus de l'horizon, l'éperon détermine un col de flanc nettement caractérisé d'où descendent symétriquement, de chaque côté du vertical du Soleil, deux vallées opposées qui vont s'élargissant pour converger finalement au fond de la cuvette; l'ensemble des deux lignes de thalweg a une forme sensiblement elliptique.

Pour des hauteurs du Soleil inférieures à une trentaine de degrés l'éperon s'atténue d'autant plus que la hauteur de l'Astre est plus faible; les deux vallées dont les origines deviennent distinctes finissent même par disparaître, ne laissant plus qu'une vaste cuvette, dominée du côté du Soleil par un légère élévation qui s'affaisse pour subsister légèrement après la disparition de l'Astre.

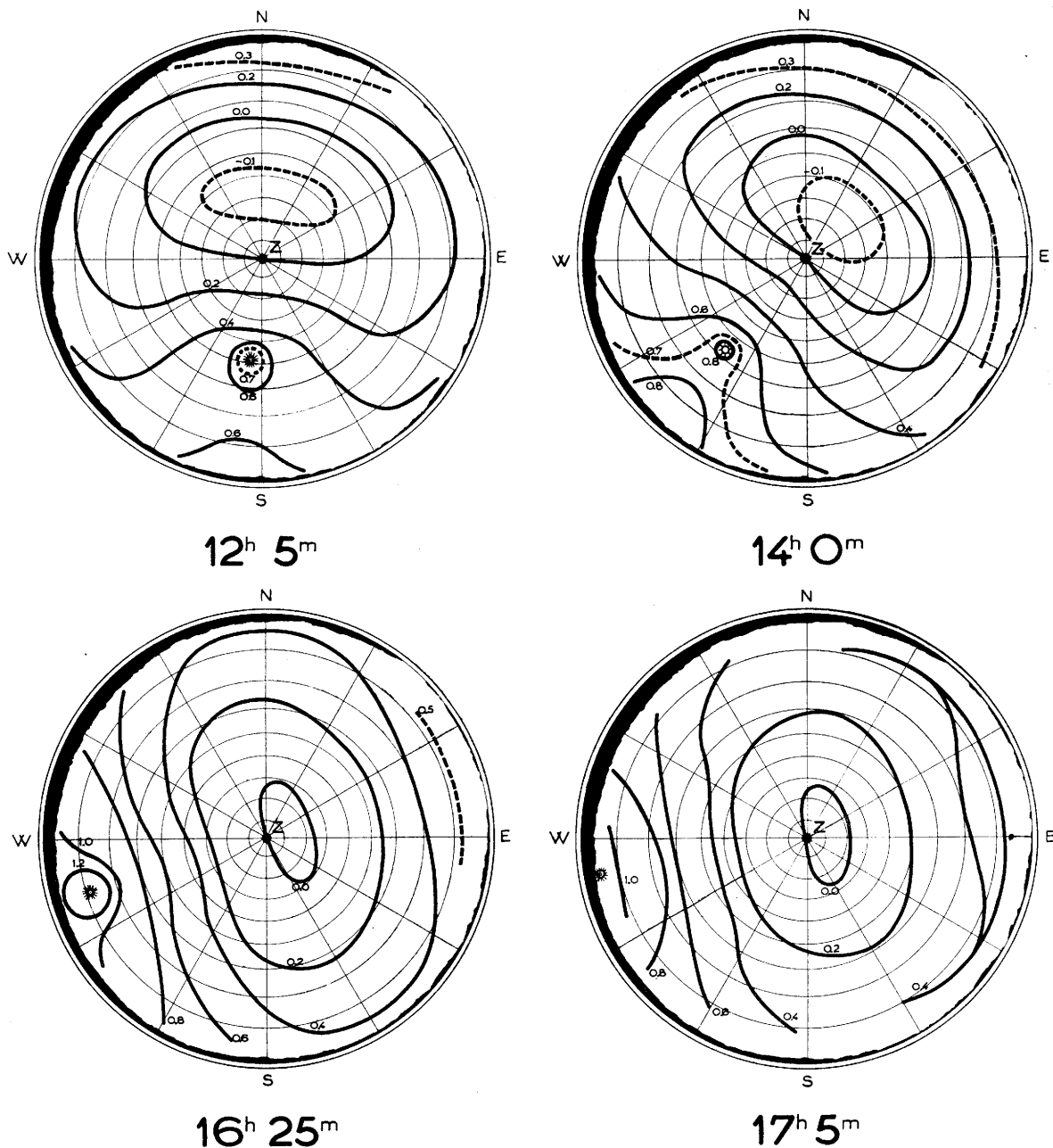


Fig. 4 — 7
 Exemple de répartition des luminosités (dans la bande spectrale verte) sur la totalité de la voûte du "Ciel Bleu" au cours d'un après-midi, (le 14/3/52); les heures sont exprimées en Temps Universel. La voûte du ciel représentée en projection stéréographique sur le plan d'horizon. Les courbes "Isophotes" d'égale luminance (cotées en logarithmes d'unités zénithales), ainsi que le "tour d'horizon" au point de station ont été directement tracés au moyen du Photometre Inscripteur Riblet.

Il y a lieu de remarquer que le Soleil et le fond de la cuvette (le point minimum) se trouvent toujours de part et d'autre du zénith; plus le Soleil s'en rapproche plus le fond de la cuvette s'en éloigne et vice-versa, le fond de la cuvette n'atteignant jamais le zénith.

Quelques mots au sujet du point minimum: il se trouve logiquement sur le Vertical du Soleil dans la mesure où les "Isophotes" admettent le Vertical du Soleil pour plan de symétrie c. à d. où l'atmosphère a son homogénéité indépendante des azimuts.

Il est intéressant, en passant, d'évaluer sur les diagrammes la distance angulaire du point minimum au Soleil pour diverses hauteurs de ce dernier au-dessus

de l'horizon. C'est ainsi que pour une hauteur de l'Astre $h = 0^\circ$, la distance angulaire au point minimum est de l'ordre de 95° ; elle descend à 90° pour $h = 10^\circ$, à 85° pour $h = 40^\circ$ et décroît ensuite un peu plus rapidement en passant par la valeur 65° pour $h = 45^\circ$.

Bibliographie

- (1) Commission Internationale de L'Eclairage (Internationale Beleuchtungs-Kommission): Vocabulaire International de l'Eclairage. 2ème Ed. T. 1, 1957
- (2) Dorno, C.: Himmelselligkeit, Himmelspolarisation und Sonnenintensität in Davos (1911 bis 1918). Meteor. Z. 36, 109—124, 181—192 (1919)

- (3) Dorno, C.: *Himmelshelligkeit, Himmelpolarisation und Sonnenintensität in Davos (1911 bis 1918)*. Abh. Peuß. Meteor. Inst. Bd. 6, Nr. 303 (1919)
- (4) Dorno, C.: *Physik der Sonnen- und Himmelsstrahlung*. Braunschweig 1919
- (5) Kimball, H. H.: *Sky brightness and daylight - illumination measurements*. Monthly Weather Rev. 49, 481—484 (1921)
- (6) Peyre, J.: *Mesure de la brillance du ciel diurne. - Répartition de la lumière sur la voûte céleste*. Rev. Optique Théor. Instr. 6, 73 (1927)
- (7) Riblet, J.: *Dispositif enregistrant directement les lignes d'égale luminance de la voûte céleste. Allure générale de leur répartition dans le cas du ciel diurne*. J. Phys. Radium 14, 13—14 (1953)
- (8) Riblet, J.: *Réalisation et application d'un Perspectographe Stereographique*. C. R. Acad. Sci. 233, 803—804 (1951)
- (9) Riblet, J.: *Perspectographe Stéréographique appliqué à la détermination de la réduction par les obstacles des durées d'insolation*. J. Phys. Radium 13, 79—80 (1952)
- (10) Riblet, J.: *Perspectographe Stereographique*. Catalogue 49ème Exposition Société Française de Physique à la Sorbonne, Paris. Stand de l'Institut des Etudes Rhodaniennes, mai 1952, p. 267—269
- (11) Riblet, J.: *Problèmes d'insolation*. Rev. Géogr. Lyon 27, 391—412 (1952)
- (12) Riblet, J.: *Le Perspectographe Stereographique Riblet appliqué à la détermination de la durée maximum possible d'insolation en montagne*. Météorologie No 45—46, 329—334 (1957)

7.5. Spektrale Messungen der Sonnenstrahlung und Trübungsbestimmung mit Selenzellen-Kleinphotometern

von

Friedrich Volz

(mit 6 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

Mit dem neuentwickelten Kleinphotometertyp wird die Sonnenstrahlung im Rot (λ 0,63 μ) und Blau (0,45 μ) mit Hilfe eines Selenphotoelementes und eines Mikro-Amperemeters gemessen. Filter und ausgesuchte Photoelemente weisen keinen Temperaturkoeffizienten auf; die Dauer einer Messung ist so kurz, daß Ermüdungserscheinungen der Selenzellen nicht zu befürchten sind. Am Instrument kann direkt die optische Luftmasse abgelesen werden. Die sehr einfache Auswertung der Messungen mit einem Diagramm gibt den Dunst-Extinktionskoeffizienten B für λ 0,50 μ und den Wellenlängensexponenten, womit das Sonnenspektrum im Sichtbaren und die Trübung mit seltenen Ausnahmen eindeutig charakterisiert sind. Serien von Messungen aus dem Hochgebirge und vom Atlantik bei sehr reiner Luft zeigen die Brauchbarkeit des mit geringen Kosten herstellbaren Gerätes. Es ist zu erwarten, daß der Einsatz solcher Instrumente an verschiedenen Orten in Zusammenhang mit Beobachtungen der Dunst-Trübungstypen einen erweiterten Einblick in meteorologisch-synoptische und physikalische Aerosolprobleme gewährt.

Abstract

A handy little photometer has been developed with the aid of which the blue and red radiation of the sun can be measured (effective wavelengths 0.45 and 0.64 microns). The photocurrent is measured by a selenium photoelectric cell and a technical microammeter. Filters and the selected photoelectric cell have very low temperature coefficient. Because of the short duration of the measurements the photocurrent shows no fatigue. A special device at the sun photometer allows the direct reading of the optical air mass M. The evaluation of the radiation measurements with a turbidity diagram leads to the decadic turbidity coefficient B (λ 0.5 microns) and to the wavelength exponent α , by which the size distribution of the aerosol is characterized. Series of measurements from the Alps and from the North Atlantic Ocean demonstrate the reliability of the sun photometer with very clear air. One can expect that the use of such instruments on different locations in connexion with observations of the haze turbidity types may give extended insights into meteorological, synoptic, physical and industrial problems of the aerosol.

Résumé

La nouveau petit photomètre maniable à cellule au sélénium permettant la mesure des radiations bleues et

rouges du soleil (longueurs d'onde effectives 0,45 et 0,64 μ). Le courant se mesure au moyen d'un microampèremètre. L'effect de temperature sur les filtres et sur la cellule est neglegible. Une échelle spéciale permet la lecture directe de la masse optique M. L'évaluation des measurements avec un diagramme est simple. Il donne le decadique coefficient de trouble B pour λ 0,50 μ ainsi que l'exponent de longueur d'onde α qui caractérise la distribution de grandeur d'aérosol. Séries de measurements dans les Alpes et sur l'Atlantique montrent l'utilité de cette instrument, que n'est pas cher. Si ces instruments sont en usage a different places on peut attendre des résultats plus loin sur la météorologie, synoptique et physique de l'aérosol atmosphérique et industrielle.

1. Atmosphärische Dunstrübung und Meßverfahren

Während die Bestimmung der Sichtweite als Maß der bodennahen Trübung fester Bestandteil der laufenden meteorologischen Beobachtungen ist, werden Messungen der direkten Sonnenstrahlung zur Feststellung der Dunstrübung in der Vertikalen nur an wenigen Observatorien regelmäßig durchgeführt. Die wesentlichen Gründe sind, daß Aktinometer ziemlich teuer und die Messungen relativ umständlich sind, und daß die üblichen einfachen Auswerteverfahren nur Trübungswerte für breite Spektralbereiche ergeben, z. B. die Linke'schen Trübungsfaktoren für Gesamt-, Kurz- und Rotstrahlung. Um aber nicht nur den Betrag der Dunstextinktion, sondern auch ihre Wellenlängen-Abhängigkeit und den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre bestimmen zu können, müßten die Filtermessungen nach den zeitraubenden Verfahren von Schüepp (1) und Albrecht (25) ausgewertet werden.

Aktinometermessungen sind also bezüglich der zahlreichen Probleme der atmosphärischen Optik und des Aerosols recht unbefriedigend. Abgesehen von einem früheren Ziel von Sonnenstrahlungsmessungen, klimatologische Trübungswerte für Luftmassen zu berechnen, könnte aber die heute so aktuelle Aerosolforschung durch geeignete Sonnenstrahlungsmessungen eine wesentliche Unterstützung erhalten. Es sei nur erinnert an die Zusammenhänge zwischen Aerosol und Himmelsstrahlung, Sicht, Wolkenphysik und Luftchemie, an die qualitativen und quantitativen Fragen nach den Quellen und Senken des atmosphärischen Aerosols, an Zirkulations- und Austauschprobleme, an die Größenverteilung und Höhenverteilung des Aerosols, an die Luftverunreinigung durch Industrie und Verkehr, und an

die lufthygienischen Bestrebungen der Städte, an die Luftelektrizität, an Probleme der Trübung der Stratosphäre durch kosmischen Staub und atomtechnisches Aerosol.

Die Aufzählung läßt erkennen, daß Sonnenstrahlungsmessungen am besten zur Lösung dieser Aerosolprobleme beitragen können, wenn synoptische Bearbeitung der Meßergebnisse erfolgt, wenn die Messungen also an möglichst vielen Orten durchgeführt werden. Es wären demnach Meßverfahren der Sonnenstrahlung wünschenswert, die die Dunstextinktion (und die Wasserdampf-Absorption) leichter und genauer als Aktinometer zu bestimmen erlauben, mit Geräten, die einfacher in Konstruktion und Handhabung sind und die deshalb die Voraussetzung zum Einsatz an zahlreichen Stationen erfüllen.

2. Das Sonnenphotometer

Der Instrumententyp, der aus diesen Gesichtspunkten heraus zur Bestimmung der Dunsttrübung entwickelt wurde, sei kurz beschrieben. Der wesentliche Unterschied gegenüber Aktinometern, die thermische Strahlungsempfänger haben, besteht in der Verwendung von Selen-Photoelementen, so daß sich mit Glasabsorptionsfiltern ohne Differenzmessungen praktisch monochromatische Spektralbereiche im Sichtbaren ergeben, in denen nur Luftmoleküle, und Dunst extingieren, nicht aber Ozon und Wasserdampf.

Längsschnitte durch das ganz Sonnenphotometer und den Tubus geben die Abb. 1a und b*) Eine Linse focusiert das in den Tubus eintretende Sonnenlicht auf eine Lochblende (der Öffnungswinkel beträgt ca. 1° gegen-

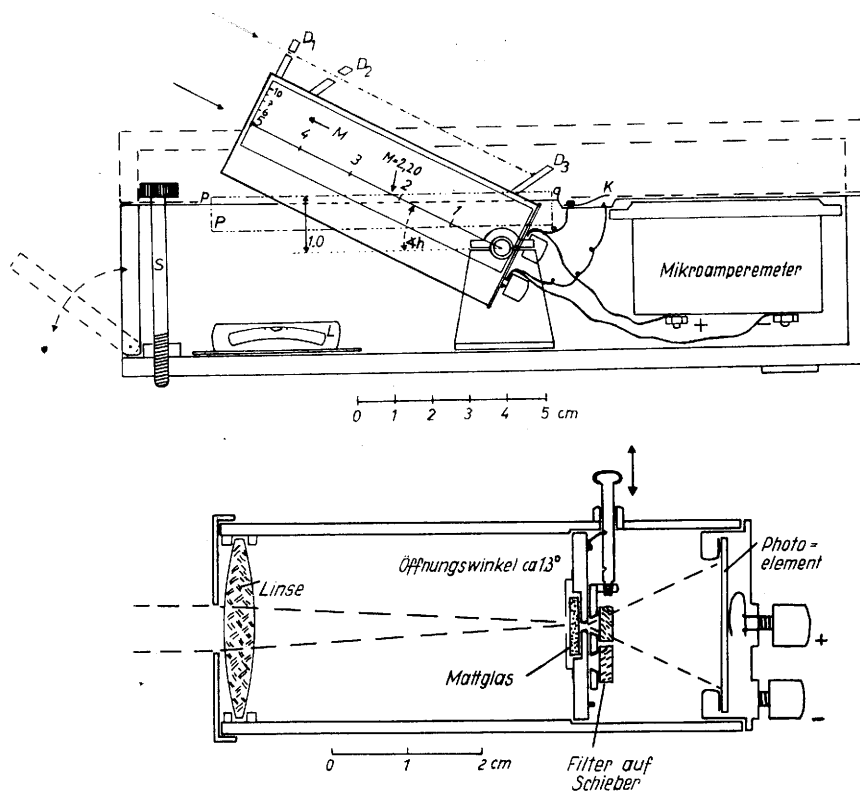


Abb. 1
Längsschnitt durch das Sonnenphotometer (oben) und den Tubus (unten).

über 5° bei Aktinometern!), wird durch ein Mattglas diffus gemacht, tritt durch die auf einem Schieber angebrachten Filter und trifft auf das Photoelement. Der Photostrom wird an einem robusten technischen Mikroamperemeter abgelesen; zwischen Bestrahlungsintensität und Anzeige besteht strenge Proportionalität. Wichtig ist, daß die Phototechnik einzeln auf vernachlässigbaren Temperaturkoeffizienten ausgesucht werden ($\leq 0,5\%/10^\circ\text{C}$). Die Filter sind BG 12 und eine Rotfolie, deren Durchlässigkeit etwa gleich der von RG 1 ist, doch ohne den großen Temperaturkoeffizienten des RG 1. Die von der Trübung und Sonnenhöhe praktisch unabhängigen effektiven Wellenlängen der Filter sind $0,45$ und $0,64 \mu$. Bei der Messung ist zu beachten, daß die Belichtung nur wenige Sekunden dauert, um vorübergehende Ermüdung des Photoelements zu vermeiden. Der Tubus ist im Höhenwinkel drehbar und wird mit Hilfe eines Grob- und Feindioters auf die Sonne eingerichtet. In Verbindung mit einer Libelle kann an einer mit dem Tubus verbundenen linearen Skala die

optische Luftmasse ($M = 1/\sin h$) abgelesen werden. — Wegen der Auswertung der Messungen wie auch wegen der Konstruktionsdaten und der Prüfungen von Photoelementen und Filtern sei auf eine größere Arbeit (4) verwiesen. Aus den Blau- und Rot-Meßwerten ergibt sich mit Hilfe einer von Schüpp (1) angegebenen Diagrammart ohne besondere Korrekturen wie Sonnenentfernung, Temperaturkoeffizienten und Ozon, direkt der dekadische Trübungskoeffizient B für $\lambda 0,5 \mu$ sowie der Wellenlängenexponent α der Dunstextinktion. Messung und Auswertung sind so einfach, daß sie auch von Hilfskräften und Laien mit kleinem Zeitaufwand durchgeführt werden können. — Die Eichung des Photometers, das heißt die Bestimmung des extraterrestrischen Wertes für Rot- und Blaumessung, geschieht durch Extrapolation der Meßwerte von Tagen mit konstanter Trübung auf $M = 0$.

*) Das inzwischen konstruktiv weiterentwickelte Gerät kann durch Apparatebau Eugen Kötter, feinmechanische Werkstätte in Mainz, bezogen werden.

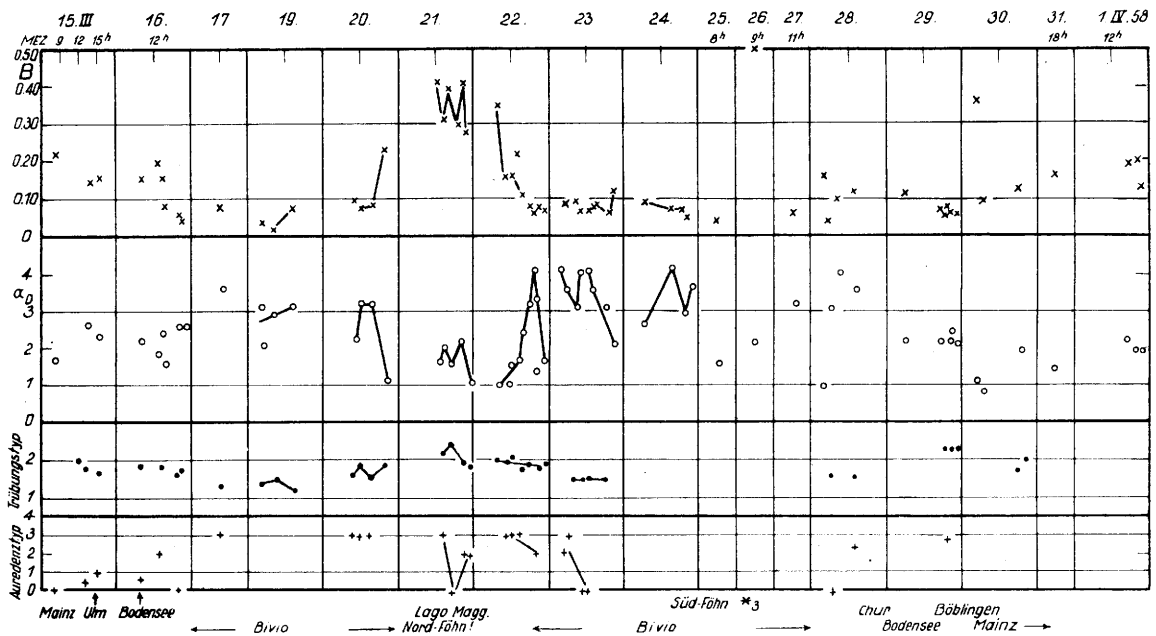


Abb. 2

Dunstrübung in den Alpen. Messungen im März 1958 in Bivio an der Nordseite des Julierpasses, mit Trübungswerten während der Reise und bei sehr dunstigem Nordföhn am Lago Maggiore. B = dekadischer Trübungskoeffizient (λ 0,50 μ); $T_K = 10 B + 1$. α = Wellenlängenexponent der Dunstrübung.

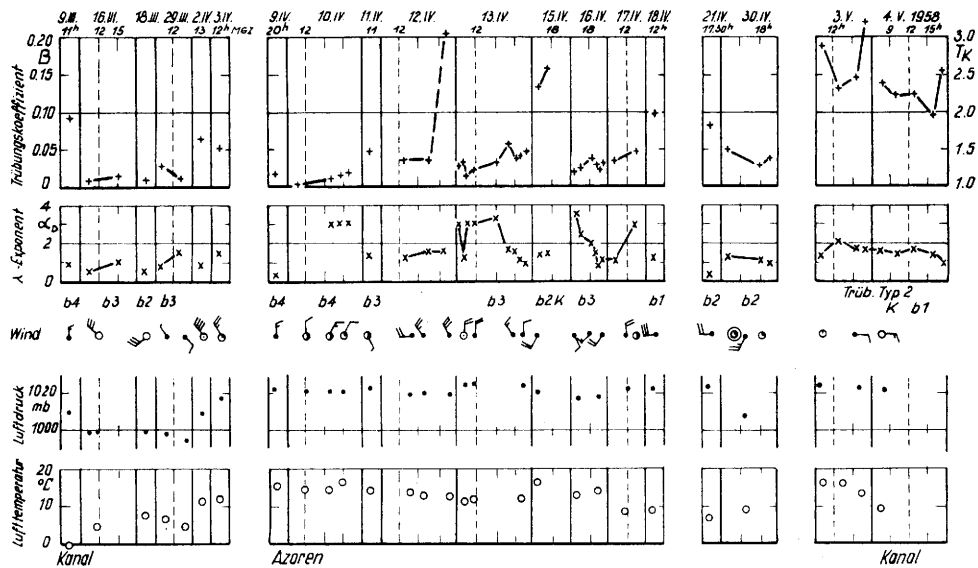


Abb. 3a

Auswertung der Sonnenstrahlungsmessungen, die Prof. K. Kalle auf einer Nordatlantikfahrt des Forschungsschiffes „Gauss“ mit einem Sonnenphotometer machte. Über den Windsymbolen sind Himmelsblau-Schätzungen vermerkt, b 1 bedeutet sehr weißlichen, b 4 tiefblauen Himmel. K = Kimm diesig.

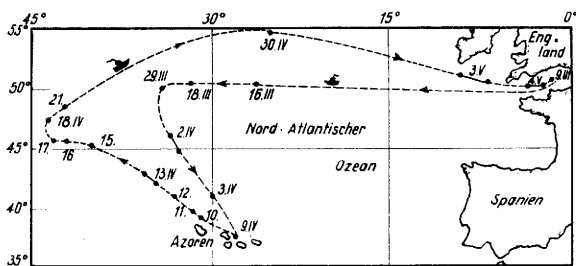


Abb. 3b

Die Standorte des Forschungsschiffes an den Tagen mit Sonnenstrahlungsmessungen.

3. Einige Meßreihen

Nun sollen einige durch Sonnenstrahlungsmessungen erfassbare Trübungsprobleme anhand von Meßergebnissen kurz diskutiert werden.

In Abb. 2 ist eine Winter-Meßreihe aus den Alpen, meist in 1800 m Höhe, zusammengestellt, ergänzt durch die beobachteten Typen des Himmelslichts und der Aureole. Messungen, die Kalle*) dankenswerterweise bei einer Fahrt des Forschungsschiffes „Gauss“ auf dem

*) Herrn Prof. K. Kalle vom Deutschen Hydrographischen Institut in Hamburg sei für die Überlassung der Meßwerte und für die Erlaubnis zur Veröffentlichung bestens gedankt.

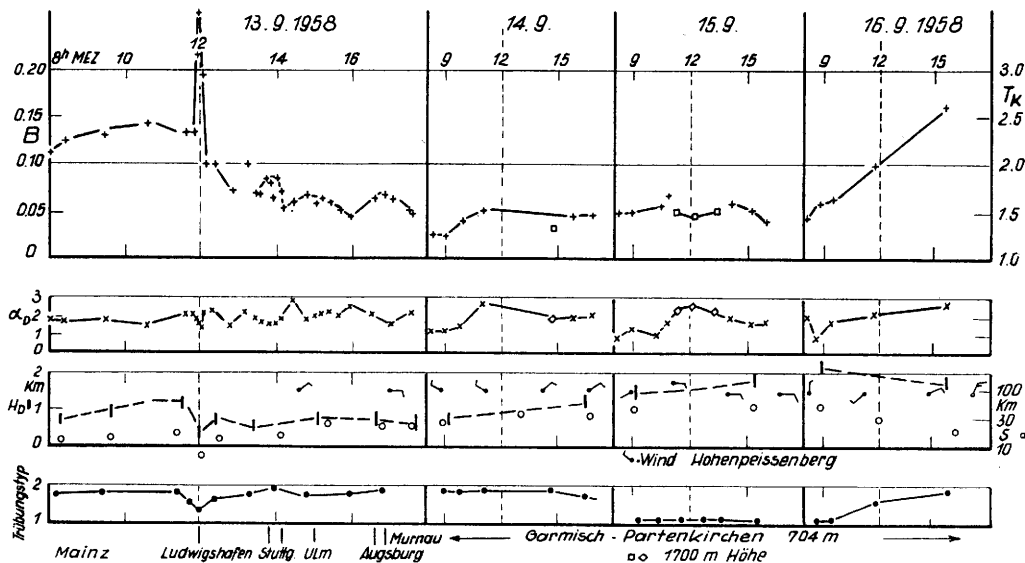


Abb. 4
Trübungsmessungen vom 13. bis 16. 9. 1958 bei der Fahrt nach Garmisch-Partenkirchen und während der Tagung.
 $H_D \approx 0,5 \cdot B \cdot \text{Sichtweite}$ \approx Höhe der Dunstschicht.

Nordatlantik machte, zeigen an mehreren Tagen sehr geringe Trübung an (Abb. 3a und b).

Eine weitere, auch meteorologisch interessante Meßreihe ergab sich vom 13. bis 16. 9. 1958 während der Tagung in Garmisch-Partenkirchen (Abb. 4). Im Verlauf der Anreise am 13. 9. mit der Bahn (die Messungen wurden großenteils vom fahrenden Zug aus gemacht!) nimmt schon vor dem Verlassen des Rheintals bei Bruchsal die Trübung rasch ab, und selbst im Zentrum von Stuttgart ist sie trotz der schwachen östlichen Winde nicht wesentlich erhöht. Die Trübung bleibt dann vom Jura über Ulm und Augsburg bis zum Alpenrand fast konstant. Obwohl B und α in Garmisch an den beiden folgenden Tagen fast gleichen Tagesgang aufweisen (Gebirgszirkulation?), ist im Laufe der Nacht zum 15. 9. eine wesentliche Änderung des Trübungstyps eingetreten: die bisherige weiße Streulichtscheibe um die Sonne (Typ 2) wurde in Zusammenhang mit einer Warmluftzufuhr durch den oft für Tropikluft (und Kaltluft) charakteristischen steilen Streulichtanstieg (Typ 1) abgelöst. Auch fehlte am 15. 9. die bisherige, etwa 700 m hohe bodennahe Dunstschicht, die Höhe der homogenen Dunstatmosphäre (H_D) $\approx 0,5 \cdot B \cdot \text{Sichtweite}$ nahm zu. Am 16. 9. zeigt sich vormittags durch Zunahme des Trübungskoeffizienten durch Sichtverschlechterung und neuerlichen Übergang zum Trübungstyp 2 das Eindringen maritimer Luft an, dem abends eine Kaltfront mit Gewittern folgt.

4. Häufigkeitsverteilungen des Trübungskoeffizienten

Vom Standpunkt der Aerosolforschung sind aber auch vergleichende — und noch besser synoptische — Untersuchungen solcher Meßreihen wichtig. Die relative Häufigkeitsverteilung des Trübungskoeffizienten B einiger weiterer, allerdings meist ziemlich kurzer Meßreihen soll dies belegen (Abb. 5). So liegt bei den Atlantikmessungen von Kalle der Schwerpunkt bei ganz kleinen Trübungen. Die Sommerwerte in Schweden gruppieren sich ziemlich eng um den Mittelwert $B = 0,043$. Auch bei drei zusammengefaßten Meßreihen aus den Alpen liegt der unterste Trübungswert im März bei $B = 0,02$. Die von Schüepp (1) veröffentlichten Tagesmittel von Aktinometer-Meßserien in Davos zeigen einen noch höheren Minimalwert im Früh-

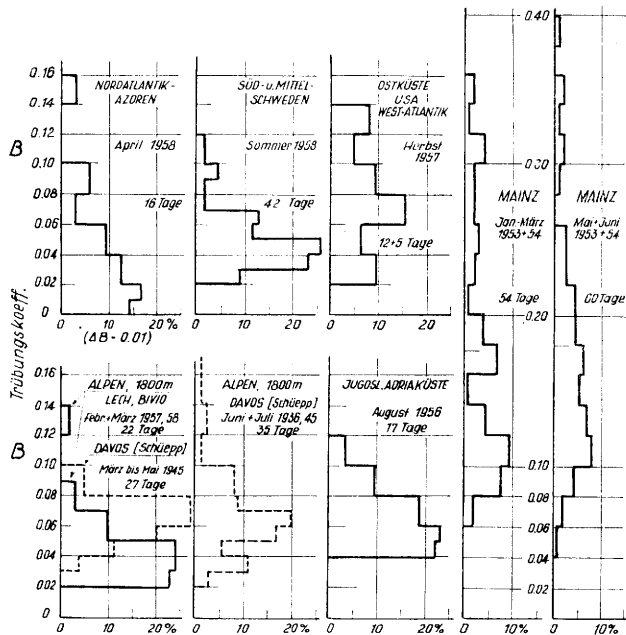


Abb. 5
Relative Häufigkeitsverteilung des Trübungskoeffizienten B nach Messungen mit Sonnenphotometern. Messungen in Schweden im Juli 1958 durch Verf. (anlässlich einer Expedition des Internationalen Meteorolog. Instituts der Universität Stockholm); in der weiteren Umgebung von New York durch K. Bullrich im August und Sept. 1957; an der jugoslawischen Adriaküste (43 km südöstlich von Split) durch Verf. — Eigene Messungen in den Alpen durch Werte von Schüepp (1) ergänzt. Sofern von einem Meßtag mehrere Messungen vorliegen, wurde zur Berechnung der Häufigkeitsverteilungen nur der gesicherte Minimalwert, nicht das Tagesmittel, benutzt.

jahr, dagegen im Sommer bei höherem Mittelwert auch recht kleine Trübungen. — In der Gegend von New York ergab sich eine ziemlich gleiche Häufigkeit höherer und niedriger B-Werte. — Interessant ist nun, daß der Schwankungsbereich sommerlicher B-Werte an der Adriaküste — falls die verschiedene Wetterlagen umfassende Meßreihe charakteristisch ist — nicht groß ist, daß aber kleine Trübungswerte fehlen. Bei den langen Mainzer Meßreihen sind zwar die häufigen hohen B-

Werte und der hohe Mittelwert wegen der ungünstigen Lage in industriereicher Niederung nicht verwunderlich, doch wird hier auch bei sehr rascher Advektion atlantischer oder polarer Luftmassen nie die Klarheit atlantischer oder skandinavischer Luft (vergl. oben) erreicht. Um die hier zum Ausdruck kommende anthropogene Trübungsproduktion genauer zu erfassen, sind jedoch synoptische Sonnenstrahlungsmessungen nötig. Der Vorteil der Trübungsbestimmung aus Sonnenstrahlungsmessungen gegenüber Kernzahl- und Sichtmessungen liegt darin, daß letztere nur die bodennahe Trübung kennzeichnen, während erstere eine Integration über die Trübung der ganzen Atmosphäre, unabhängig von der Höhenverteilung, liefern.

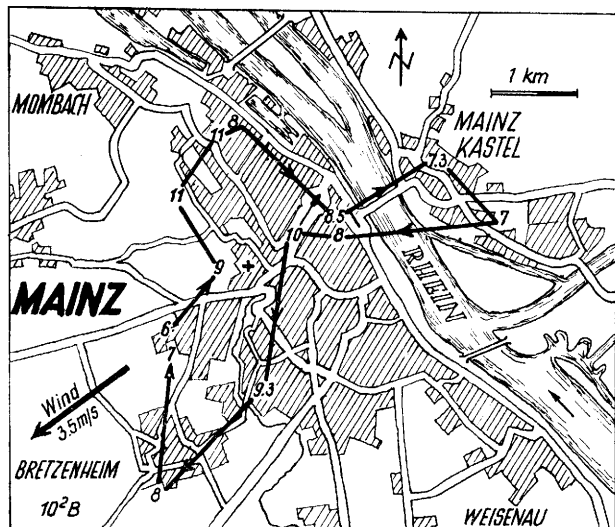


Abb. 6

Meßfahrt mit Sonnenphotometer in Mainz bei mäßigem ENE-Wind am 28. 1. 1958, 16¹⁵ bis 16¹⁵ Uhr durch. K. Bullrich u. Verf. — Die Trübung der Luft nimmt beim Überqueren der Stadt (in ca. 2000 m/3,5 m sec⁻¹ ≈ 600 sec) um etwa $\Delta B = 0,01$ bis 0,03 zu. Die Trübungsproduktion ist demnach $\Delta B/\Delta t \leq 0,03/600 = 5 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$. Daraus ergibt sich die Kernproduktion ($0,1 < r < 1 \mu$) zu $dN/dt \leq 5 \cdot 10^4 \text{ cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$, und die Massenproduktion wird etwa $dM/dt \leq 30 \text{ Mikrogramm m}^{-2} \text{ sec}^{-1}$. — Die Rauchfahnen der großen Zementwerke 5 km südöstlich und nordwestlich der Stadt sind an der Trübungszunahme nicht beteiligt!

So läßt sich z. B. die Trübungsproduktion von größeren Städten leicht durch gleichzeitige Messung im Luv und Lee bestimmen. Die Mainzer Meßfahrt (Abb. 6) ergibt einen Wert, der mit früheren Untersuchungen (3) ziemlich übereinstimmt.

Auf ähnliche Weise ließe sich die sicher sehr bedeutende Dunstproduktion durch den mit der Kondensation des Wasserdampfs verbundenen Übergang der atmosphärischen Spurengase in die Lösungs- und Salzphase studieren. Weiter könnte z. B. die Produktion von Seesalz-Aerosol in den Inselgebieten des Pazifischen Ozeans optisch bestimmt werden, oder der Einfluß von Waldbränden auf dem amerikanischen Kontinent, wie auch die Zunahme des Staubgehalts der Luft während des Überströmens weiter Wüstengebiete und Steppen.

Die ersten Ergebnisse dürften bald vorliegen, denn seit einigen Monaten wird in Mittel- und Nordeuropa und auf See schon mit mehreren Sonnenphotometern gemessen. Die Trübungsmessungen sollten durch Feststellen der Dunst-Trübungstypen des Himmelslichts ergänzt werden, denn dies bedeutet zusammen mit der Sichtweitenbestimmung eine wesentliche Hilfe beim Identifizieren der Luftmassen.

Literatur

- (1) Schüepp, W.: Die Bestimmung der Komponenten der atmosphärischen Trübung aus Aktinometermessungen. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. **B 1**, 257 (1949)
- (2) Albrecht, F. H. W.: Die Berechnung der Ängströmschen Trübungskonstanten aus Sonnenstrahlungsmessungen in verschiedenen Filtergebieten. Geofis. pura e appl. **33**, 229 (1956)
- (3) Volz, F.: Abschätzungen über einige Quellen des atmosphärischen Aerosols. Geofis. pura e appl. **36**, 138 (1957)
- (4) Volz, F.: Arch. Meteor. Geophys. Biokl. (im Druck)
- (5) Volz, F.: Optik des Dunstes. Handb. d. Geophys. **8**, 822 (1956)

7.6. Ein Beispiel der primären und sekundären Wellen nach H. Ficker für prognostische Zwecke in Slowenien

von

Janko Pučnik

(mit 6 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

Die Analyse der Theorie von H. Ficker über Erscheinungen primärer und sekundärer Wellen in den Alpen wurde von mir als Hilfsmittel für prognostische Zwecke in Slowenien bearbeitet. Obwohl ich nur die erste Regel Fickers mittels der Beobachtungen auf der Station Kredarica (2515 m) und Ljubljana (300 m) in der Zeit vom 6. bis 9. September 1957 bearbeitet habe, sieht man schon, daß in dieser Regel auch für unsere Gegenden eine bestimmte Gesetzmäßigkeit des Wetters besteht. Als vergleichende Beobachtungen habe ich die Angaben der Radiosonden-Station in Udine für den gleichen Zeitraum benutzt.

In der ersten Regel behauptet H. Ficker, daß der Luftdruckanstieg an der Boden- und der Höhenstation verbunden mit Temperaturanstieg in der Zwischenschicht Fortdauer des schönen Wetters bedeutet. Diese Voraussetzung hat mit der Entwicklung des Wetters im erwähnten Zeitraum gut übereingestimmt.

Abstract

H. Ficker's theory about appearance of primary and secondary waves in the Alps I treated as a remedy for prognostic purposes in Slovenia. In spite of the treating only the first Ficker's rule by means of observations at the station Kredarica (2515 m) and Ljubljana (300 m) in time from six to nine September (6—9 Sept) we can see that in this rule some legality of weather exists also for our department. For the comparative observations I used particulars of the radiosonde station at Udine for the same period.

H. Ficker pretends in his first rule that the increase of pressure of the air on the ground and of altitude station, is bound with the increase of temperature of the intermediate stratum. This signifies the continuation of fine weather that agrees with evolution of the weather in before said period.

Als der bekannte österreichische Meteorologe Heinrich Ficker im Jahre 1920 bewies (1), daß für die Entwicklung eines bestimmten Wettertypus das Verhalten des Luftdruckes in der Troposphäre und Stratosphäre wichtig ist, hat er damit eine außerordentlich interessante Gesetzmäßigkeit der Natur eines bestimmten Wetterzustandes entdeckt. Auf diesem Gebiete sind bei der sorgfältigen Analyse der Durchbrüche der kühlen Luft beim winterlichen antizyklonalen Wetter über

Rußland und Zentralasien gute Resultate erreicht worden. Hierbei war es gut sichtbar, daß das nach einem bestimmten Durchbruch der kühlen Luft am Boden erwartete Anwachsen des Luftdruckes ausblieb. Das hat Ficker so ausgelegt, daß in den oberen Schichten der Atmosphäre Fallen des Druckes eingetreten ist, wodurch die erwähnte Kompensation des Luftdruckes am Boden entstanden ist.

Ficker hat darauf seine Untersuchungen über dieses Problem auf das Alpengebiet übertragen. Aus zahlreichen mehrjährigen Untersuchungen auf diesem Gebiete hat er hierauf seine interessanten Feststellungen über das Verhalten eines bestimmten Wetters vor allem auf zwei Elemente eingeschränkt, und zwar: den Luftdruck, gemessen auf der Höhenstation und in einer Station in der Niederung und die Temperatur der Zwischenluftschicht zwischen diesen zwei Punkten. Die Feststellungen seiner Untersuchungen hat der erwähnte Meteorologe in seinen Regeln zusammengefaßt, die sich als brauchbare Hilfsmittel in der praktischen Prognostik erwiesen haben.

Nach der Ansicht von Reuter (2) dürfen wir die erwähnten Prozesse der Luftwellenbewegung in den höheren und niedrigeren Schichten unserer Luftatmosphäre heute nicht mehr nach Ficker, nur im Sinne des kinematischen Ursprunges auslegen, sondern es ist ihr Ursprung teilweise auch in der dynamischen Komponente zu suchen. Trotzdem sind die erwähnten Regeln nicht minder wertvoll; sie stellen ein wichtiges Resultat der Untersuchungen der synoptischen Problematik dar, die ein positiver Beitrag zur Prognostik der Alpenwelt ist.

Da die Alpen einen ziemlich großen Teil Sloweniens umfassen, habe ich die für einen bestimmten Wetterzustand aufgestellten Regeln Fickers analysiert, um auf diese Weise festzustellen, inwiefern wir sie für unsere Gegenden anwenden können. Trotzdem nur ein verhältnismäßig kurzer Zeitraum behandelt wurde, geht aus der erwähnten Analyse hervor, daß die Fickerschen Regeln in ziemlichem Maße gültig sind.

Als Basis habe ich die Beobachtungen des Luftdruckes auf der Höhenstation Kredarica (2515 m) und im Observatorium Ljubljana (300 m) und die Temperatur der Zwischenluftschicht zwischen diesen zwei Stationen gewählt (Abb. 1). Die Angaben über den Druck und die Temperatur sind für jeden Tag um 7^h aufgenommen. Zum Vergleich habe ich auch die Angaben der Radiosondenstation in Udine im nordöstlichen Italien berücksichtigt, die von den erwähnten Beobachtungspunkten

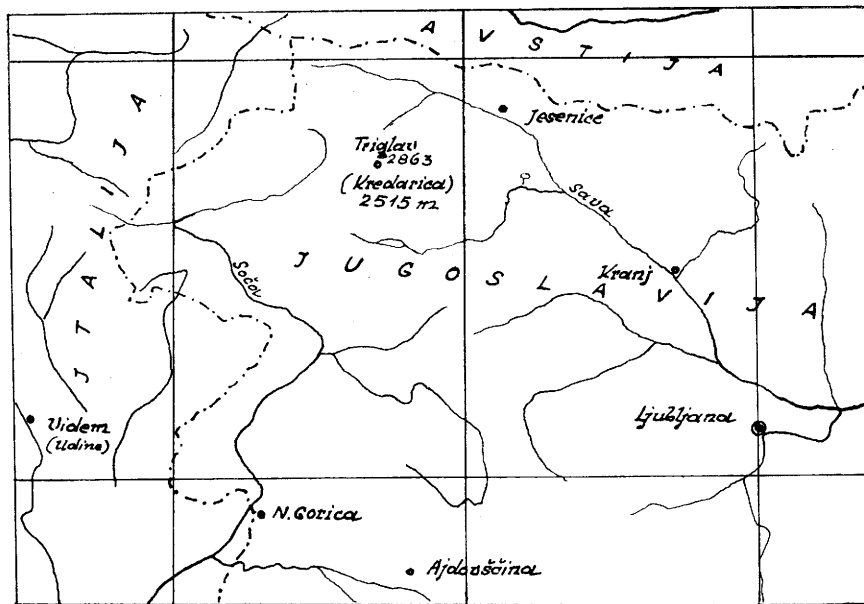


Abb. 1
Übersichtsskizze

ca. 100 km in der Luftlinie entfernt sind. Die Angaben der erwähnten Radiosondestation wurden täglich um 1^h für alle drei Standardniveaus, d. i. 850 mb, 700 mb und 500 mb in bezug auf die Höhe dieser Flächen und die dort herrschende Lufttemperatur festgestellt. Hier soll nur die erste Fickersche Regel analysiert werden. Darin wird behauptet, daß das Anwachsen des Luftdruckes auf der Nieder- und Höhenstation und das Anwachsen der Temperatur der Zwischenschicht ein Indikator für die Fortsetzung des schönen Wetters ist.

Wenn wir diese Voraussetzungen mit den Beobachtungen auf der Kredarica und in Ljubljana vom 6. bis 9. September 1957 vergleichen, sehen wir, daß in dieser ganzen Zeit ein Anwachsen des Luftdruckes in Ljubljana zu verzeichnen war, und daß auch der Luftdruck auf der Kredarica gestiegen ist. Ebenso ist auch das langsame Anwachsen der Temperatur der Zwischenschicht zwischen diesen zwei Punkten deutlich sichtbar (Abb. 2).

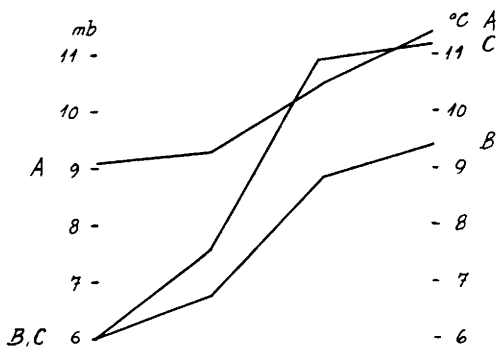


Abb. 2

Verlauf des Luftdruckes in Ljubljana (A) und auf der Kredarica (B) und der Lufttemperatur in der Zwischenschicht (C) vom 6. — 9. 9. 1957.

Einen ähnlichen Verlauf weisen auch die Angaben der Radiosondestation in Udine auf.

Verfolgt man jedoch die Witterungsentwicklung während der einzelnen Tage auf Höhen- und Boden-Karten, so sieht man, daß die Prognose für einzelne Tage, insbesondere z. B. für den 9. September nicht so einfach war.

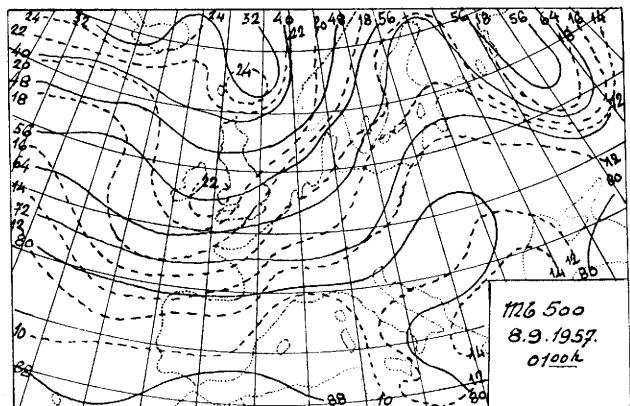


Abb. 3

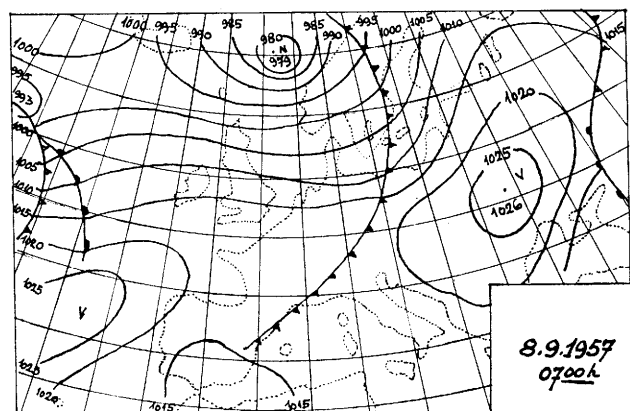


Abb. 4

Während am 6. und 7. September 1957 über Mittel- und Osteuropa antizyklonales Wetter herrschte, ist West- und teilweise auch Mitteleuropa am 8. September von einer Kalt-Front erfaßt worden, die sich dann gegen Nordosten bewegte (Abb. 3 und 4). Auch auf den Höhen vertiefte sich das am 7. und 8. September entstandene kalte Gebiet, in das ungefähr um 100° kältere Luft einströmte. Dieses kalte Gebiet bewegte sich gegen Osten. Am 8. September mußte es zur Entscheidung

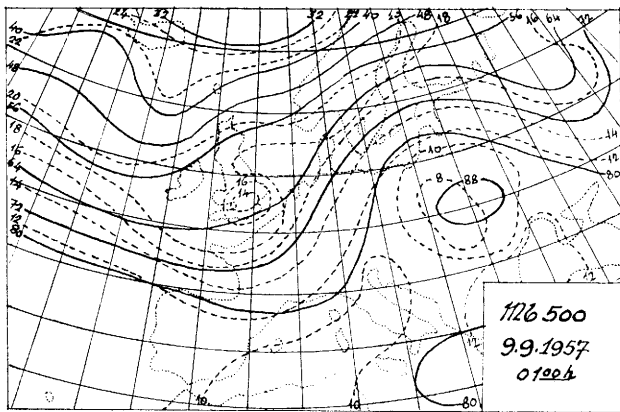


Abb. 5

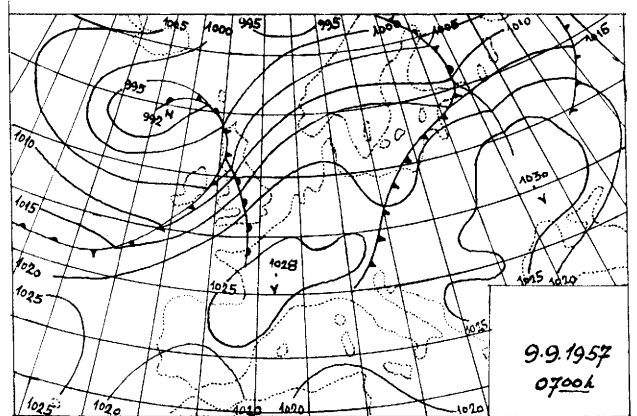


Abb. 6

kommen, ob die kalte Luft im Laufe der nächsten 24 Stunden Slowenien erfassen oder auf das Gebiet des nördlichen Teils von Mitteleuropa noch beschränkt bleiben wird. Synoptische Boden- und Höhenkarten sind kaum imstande, diese Frage zu beantworten. Es ist bekannt, daß die Orographie der Alpen auf die Prozesse der Kalt-Fronten einen starken Einfluß ausübt — und gerade hier können die Fickerschen Regeln zur wirksamen Hilfe werden.

Wie bereits erwähnt, war die Änderung des Druckes an beiden Beobachtungspunkten und die Temperatur der Zwischenschicht auch am 8. September positiv, was der ersten Fickerschen Regel entspricht, nach der noch

in den nächsten 24 Stunden in diesem Gebiet der Schönwettertyp erhalten bleibt. Tatsächlich zeigte die weitere Entwicklung am 9. September (Abb. 5 und 6) trockenes, schönes Wetter.

Literatur

- (1) Ficker, H.: Der Einfluß der Alpen auf die Fallgebiete des Luftdruckes und die Entstehung von Depressionen über dem Mittelmeer. Meteor. Z. 37, 350 (1920)
- (2) Reuter, H.: Methoden und Probleme der Wettervorhersage. Wien 1954

7.7. Zur vertikalen Verteilung von Frostwechseln und Froststrukturböden in den Alpen

von

Stefan Hastenrath

(mit 7 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

Aus der Verteilung der Froststrukturböden ergab sich die Vorstellung, daß die Frostwechsel zwar in mittleren Lagen am zahlreichsten sind, sich aber morphologisch wenig auswirken können, weil sie vornehmlich in den Übergangsjahreszeiten auftreten und somit zum größten Teil in die Schneedeckenzeit fallen. In einer höheren Stufe seien die sommerlichen Frostwechsel am häufigsten, ihre Wirkung sei groß, da dann eine Schneedecke fehle (C. Troll 1944). Die Verteilung der Frostwechseltage in Luft gibt ein Bild für die Frostwechselverhältnisse am Boden selbst. Die Untersuchung zeigt, daß in den Alpen der Sommer in keiner Höhenlage die Jahreszeit mit den meisten schneefreien Frostwechseltagen ist und auch die Maximalstufe der schneefreien Frostwechseltage des gesamten Jahres weit unter der Stufe der Strukturböden liegt.

Abstract

The distribution of frost structure soils led to the following conception: changes of frost are most frequent in middle altitudes but, being particularly found during the transition seasons and especially coinciding with days of snow cover, they lack morphological effectiveness. In higher altitudes changes of frost are most frequent in summer; they were supposed to be of great morphological efficacy because of a quasi-absence of snow cover (C. Troll 1944). The distribution of days with change of frost in air offers an idea of the distribution of the frequency of freezing and thawing on the very surface of the soil. The research proves that in the Alps a summer maximum of days with change of frost without snow cover does not exist in any altitude and that the maximum of the whole year is situated much deeper than the belt of frost structure soils.

Résumé

Basant sur la répartition verticale des sols polygonaux périglaciaires, la conception suivante s'est développée: bien que les changements de gel soient les plus fréquents dans des altitudes moyennes, ils manquent d'efficacité morphologique, parce qu'ils arrivent surtout pendant les saisons de transition et coïncident pour la plupart avec des jours de neige. On supposait que dans un étage plus élevé, les changements de gel estivaux soient les plus nombreux et qu'ils soient bien efficaces, puisqu'alors une couverture de neige serait

rare (C. Troll 1944). La répartition des jours de changement de gel dans l'air donne une impression de la répartition des changements de gel au sol même. La recherche démontre que l'étage à maximum estival des jours de changement de gel sans couverture de neige n'existe pas dans les Alpes et que l'étage maximum de l'année entière est situé bien plus bas que l'étage des sols polygonaux périglaciaires.

Bei der Bildung von Froststrukturböden mögen viele Umstände hemmend oder fördernd mitwirken, notwendig aber sind immer Kräfte, wie sie beim Gefrieren und Wiederauftauen des Bodens auftreten. Für die Froststrukturböden in den Alpen gab C. Troll (Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundschau, Bd. 24, Heft 7/8, 1944) eine Vertikalgliederung in zwei Stufen: in der unteren Stufe, in den Randalpen von 1800 m aufwärts, in den Zentralalpen über 2000 m, kommen Großformen vom sogenannten polaren Typ vor, für deren Entstehung der jahreszeitliche Frostwechsel als wesentlich angenommen wird, über 2700 m beginnt die Stufe der Miniaturformen vom sogenannten tropischen Typ, die ihre Bildung dem tageszeitlichen Frostwechsel verdanken. Dazu gehört die Vorstellung, daß zwar in mittleren Höhen, nämlich um 1500 m, die Frostwechsel am zahlreichsten sind, sich aber morphologisch wenig auswirken können, weil sie vornehmlich in den Übergangsjahreszeiten auftreten und damit zum großen Teil in die Schneedeckenzeit fallen. In der Stufe der Miniaturformen, also oberhalb 2700 m, habe der Sommer die meisten Frostwechsel, ihre Wirkung sei groß, da dann eine Schneedecke fehle. In dieser Höhenstufe seien auch die schneefreien Frostwechseltage des gesamten Jahres am zahlreichsten.

Die Verteilung der schneefreien Frostwechseltage in Luft gibt ein Bild für die vertikale Verteilung der morphologisch wirksamen Frostwechsel am Boden selbst.

Es galt einmal zu untersuchen, wie in den verschiedenen Höhenlagen die morphologisch bedeutsamen schneefreien Frostwechseltage jahreszeitlich verteilt sind; ferner interessierte ihre vertikale Verteilung in den einzelnen Jahreszeiten und im Gesamtjahr. Es war dafür zunächst die Verteilung der Frostwechseltage zur Gesamtzeit zu untersuchen, eine weitere Voraussetzung war die Kenntnis der Schneedeckenverhältnisse. Für die Untersuchung wurde ein umfangreiches Material (Zeitraum 1947-56) aus den gesamten Alpen bearbeitet (S. Hastenrath: Zur vertikalen Verteilung

lung der Frostwechsel- und Schneedeckenverhältnisse in den Alpen. Bonner geographische Abhandlungen, im Druck). Die Ergebnisse sind in den Diagrammen an einer Vertikalabstufung von Stationen vornehmlich aus den Schweizer Alpen dargestellt.

In den warmen unteren Lagen ist allgemein der Winter die Jahreszeit mit den meisten Frostwechseltagen. Mit dem Kühlerwerden bergauf verschiebt sich die Frostwechselzeit mehr und mehr auf den Sommer. Oberhalb 1500 m hat das Frühjahr, ab etwa 2000 m der

Herbst mehr Frostwechseltage als der Winter. Zwischen 2000 und 2500 m wird der Winter schließlich vom Sommer übertroffen, der dann über 2800 m die Jahreszeit mit den meisten Frostwechseltagen wird (Abb. 1).

Die Maximalstufe der Frostwechseltage bleibt im Winter überall in den tiefsten Lagen, im Frühjahr liegt sie zumeist um 2000 m, im Sommer allenthalben um 3300 m, im Herbst zumeist um 2500 m, im Gesamtjahr um 1500 m (Abb. 2).

Im Winter nimmt die Zahl der Schneedeckentage bergab noch am wenigsten ab. Mit dem Abschmelzen

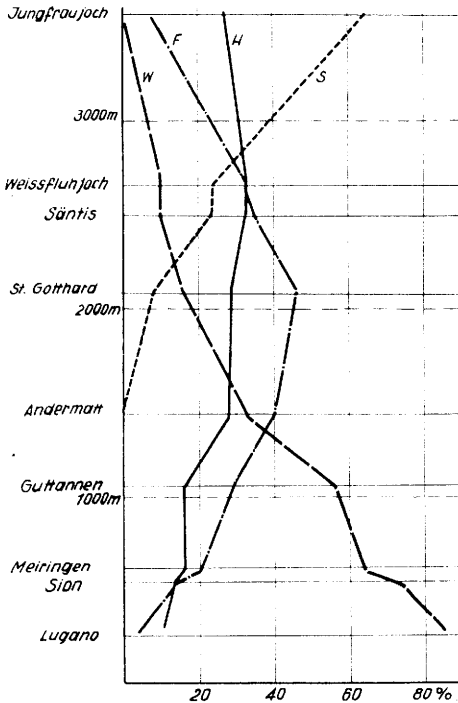


Abb. 1

Frostwechsel der einzelnen Jahreszeiten in Prozenten des Gesamtjahres.

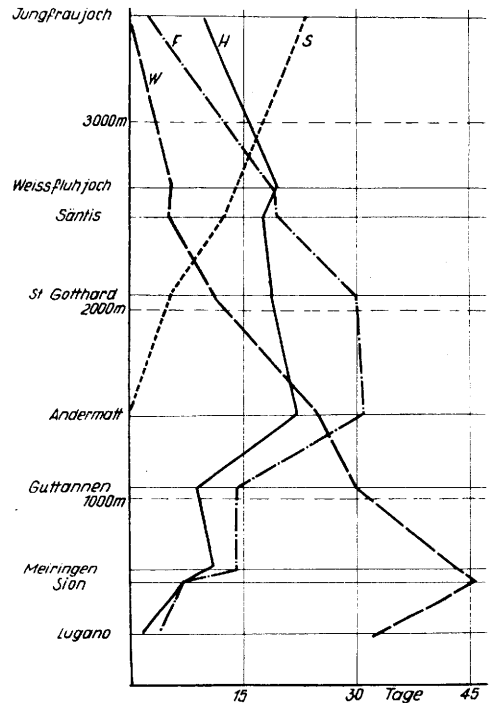


Abb. 2

Frostwechseltage der einzelnen Jahreszeiten.

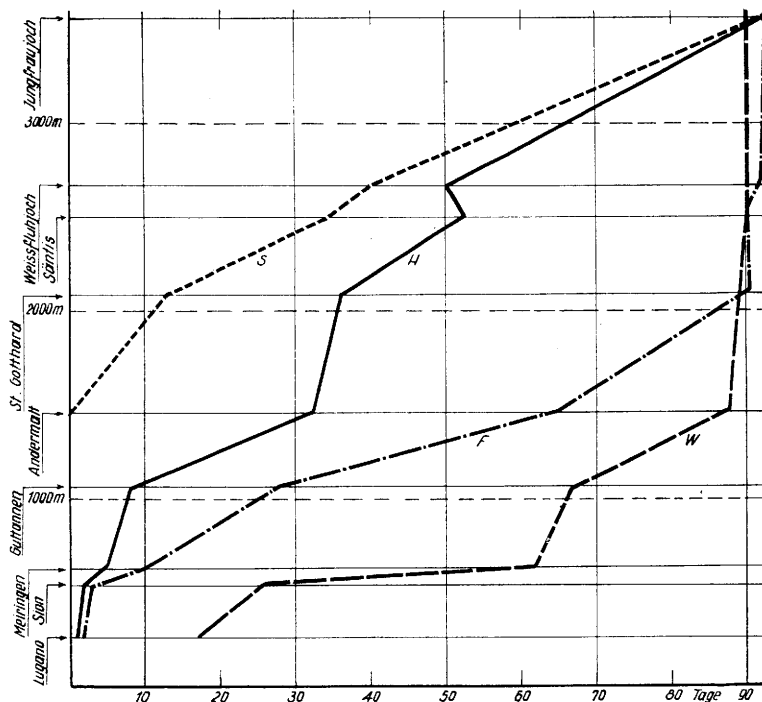


Abb. 3

Schneedeckentage der einzelnen Jahreszeiten.

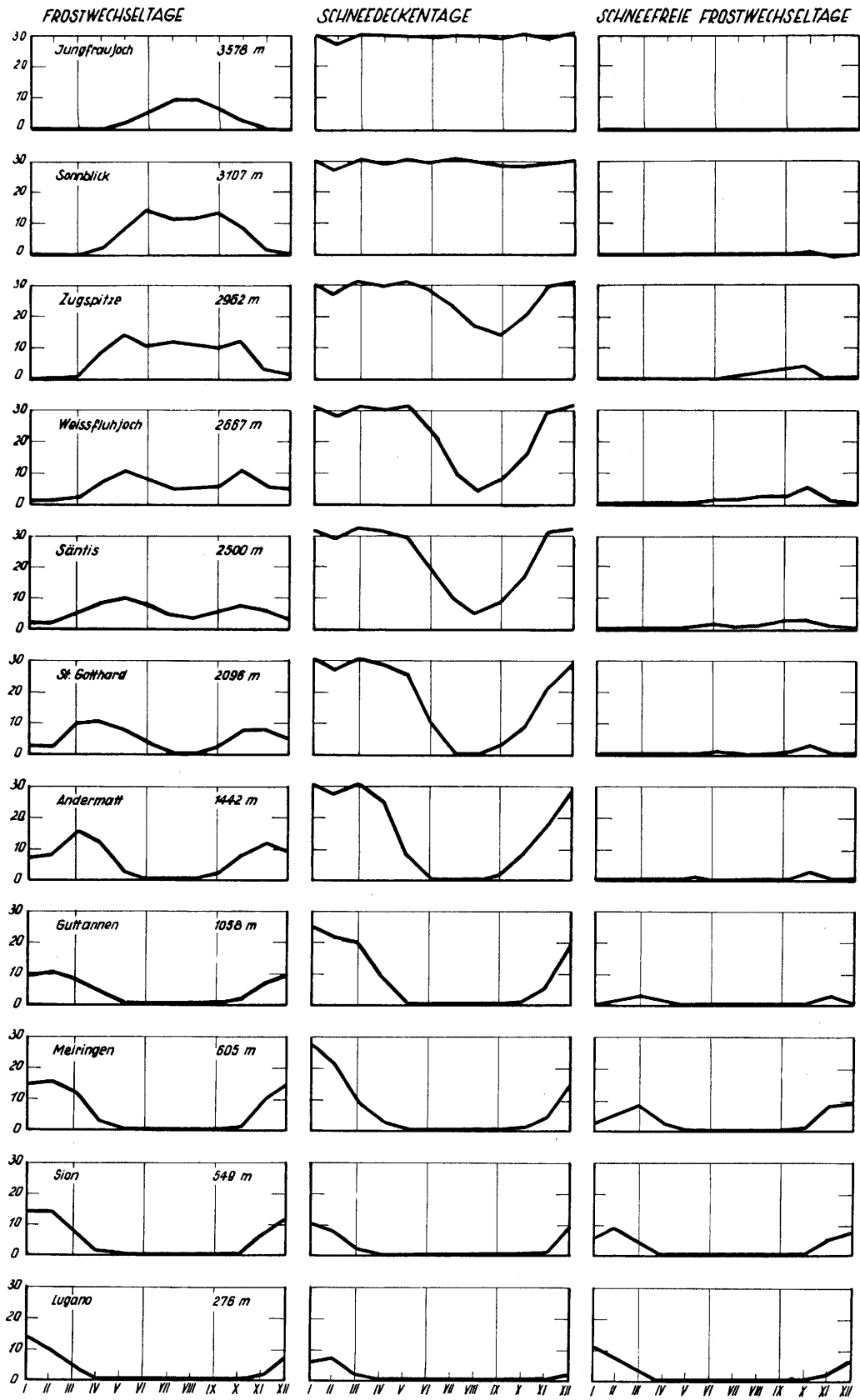


Abb. 4
Frostwechseltage (links), Schneedeckentage (Mitte) und
schneefreie Frostwechseltage (rechts).

im Frühjahr schrumpft die Schneedeckenzeit vornehmlich in den niederen Lagen zusammen, nach größeren Höhen zu steht das Frühjahr an Zahl der Schneedeckentage zunehmend weniger hinter dem Winter zurück, und oberhalb 2500 m wird die ganze Jahreszeit von Schneedeckentagen eingenommen. Im Sommer treten bis um 1500 m gar keine Schneedeckentage mehr auf, im 2000-m-Niveau sind sie noch selten. Damit ergibt sich eine sehr rasche Zunahme der Schneedeckenzeit von dort aufwärts bis zur Schneegrenze. Im Herbst nimmt die Zahl der Schneedeckentage unterhalb 2800 m wieder zu, doch bleibt sie allenthalben unter den Werten des Frühjahrs, oberhalb 2800 m hat sogar der Sommer mehr Schneedeckentage (Abb. 3).

Nur in den unteren Lagen der schneeärmsten Gebiete hat der Winter auch bei den schneefreien Frostwechsellagen die höchsten Werte. In etwas schneereicheren Gegenden oder in etwas größerer Meereshöhe nehmen die Frostwechsellage zur Gesamtzeit des Winters ab, die Schneedeckentage zu. Damit wird der Winter hinsichtlich der Zahl von schneefreien Frostwechsellagen vom Frühjahr übertroffen, das schneedeckenärmer und oberhalb 1500 m schon in der Gesamtzeit reicher an Frostwechsellagen ist. Außer in den schneeärmsten Regionen fallen dabei soviele Frostwechsellage des Winters und Frühjahrs in die Schneedeckenzeit, daß der Herbst sie in allen Höhenlagen übertreffen kann; er hat zwar unterhalb 2000 m weniger Frostwechsellage als das Frühjahr, dafür aber eine sehr viel längere schneefreie Zeit. Weiter bergauf, über 1500—2000 m, nimmt die Schneedeckenzeit des Frühjahrs stark zu, zugleich wächst die Zahl der sommerlichen Frost-

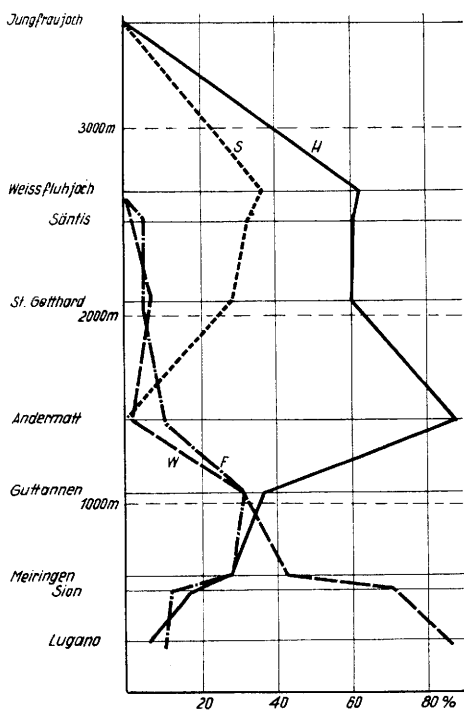


Abb. 5
Schneefreie Frostwechsellage der einzelnen Jahreszeiten in Prozenten des Gesamtjahres.

wechseltage an (Abb. 4 und 5). So hat der Sommer bergauf nacheinander mehr schneefreie Frostwechseltage als der Winter und das Frühjahr. Es zeigt sich aber (Abb. 7), daß von den Höhen ab (etwa 2000 m), wo positive Korrelationskoeffizienten von Monatsmitteltemperatur und Zahl der Frostwechseltage auftreten, die überhaupt erst häufigeren sommerlichen Frostwechseltagen entspre-

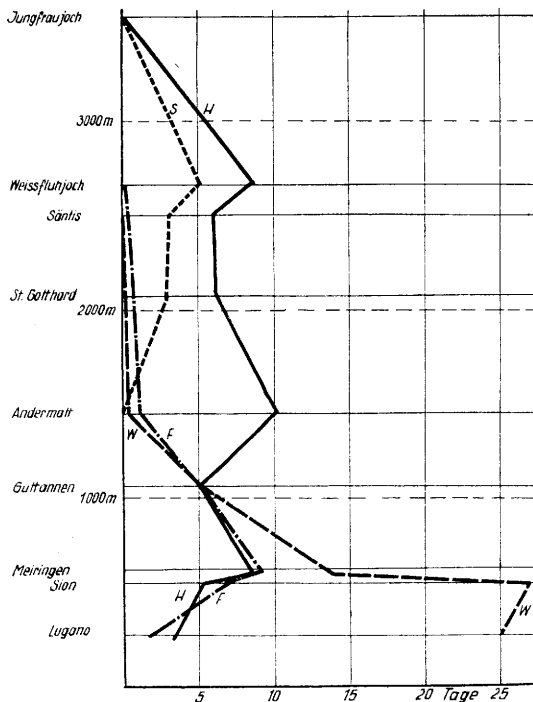


Abb. 6
Schneefreie Frostwechsellage der einzelnen Jahreszeiten.

chen, zugleich die sommerliche Schneedeckenzeit sehr rasch zunimmt. So erreicht der Sommer zwar um grob 2500 m seinen höchsten Anteil an den schneefreien Frostwechsellagen des Gesamtjahres, tritt aber überall hinter dem Herbst zurück, der unterhalb der Schnee-

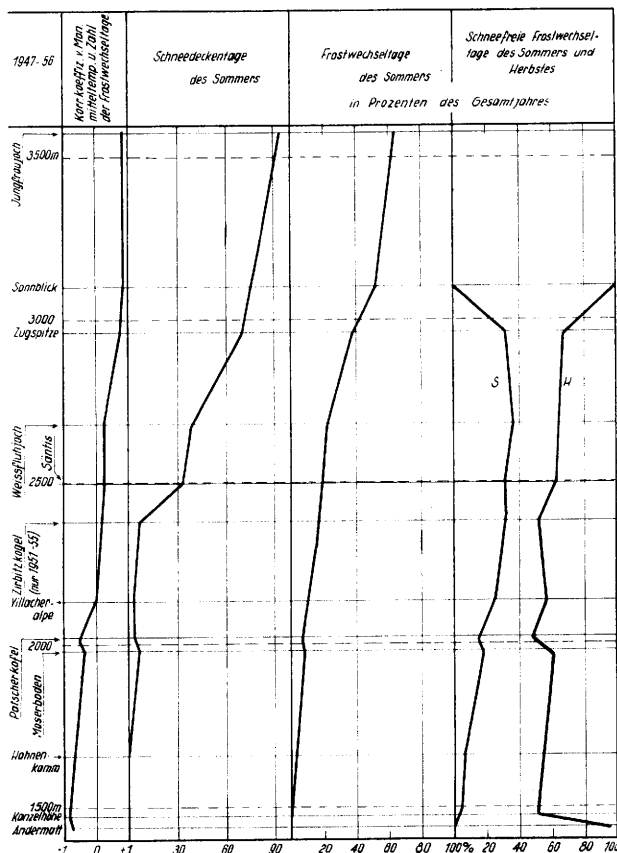


Abb. 7

grenze die einzige Jahreszeit mit schneefreien Frostwechseltagen ist.

Die Maximalstufe der schneefreien Frostwechseltage bleibt im Winter überall in den tiefsten Lagen, im Frühjahr noch unter 1000 m, im Sommer liegt sie um 2700 m, im Herbst zumeist etwas über 1000 m. Im Gesamtjahr liegt die Maximalstufe der schneefreien Frostwechseltage unter 1000 m (Abb. 6).

Die Untersuchung zeigt, daß in keiner Höhenstufe der Sommer die Jahreszeit mit den meisten schneefreien Frostwechseltagen ist und auch die Maximalstufe der schneefreien Frostwechseltage des gesamten Jahres weit unter der Stufe der Strukturböden liegt.

Sollte man also in den Alpen eine untere Stufe mit Großformen von Froststrukturböden und eine obere

mit Kleinformen zu scheiden haben, so jedenfalls nicht den klimatischen Voraussetzungen nach. Aus der gefundenen Vertikalverteilung der Frostwechsel- und Schneedeckenverhältnisse folgt weiterhin, daß, wenn auch ohne Frostwechsel keine Froststrukturböden entstehen können, doch andere Umstände den Ausschlag geben. Es ist anzunehmen, daß Art und Grad der Bewachsung für die Beweglichkeit des Bodens und die Strukturbodenbildung die entscheidende Rolle spielt und die Bewachsung wiederum ist eine Funktion des gesamten Klimas und nicht speziell der Frostwechselfrequenz. Froststrukturböden sind eine Erscheinung des subnivalen Klimabereichs (C. Troll, 1944); nur aus dem gesamten Klima, nicht aus der Zahl der wirksamen Frostwechsel ist ihre großräumige Verteilung zu verstehen.

7.8. Das Ende des indischen Sommermonsuns 1954 mit Daten der österreichischen Cho-Oyu-Expedition

(Vorläufige Mitteilung)

von

Elmar R. Reiter

(mit 6 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

An Hand von Zeitschnitten indischer Rawinsonden kann gezeigt werden, daß der Rückzug (retreat) des indischen Sommermonsuns mit einer Verlagerung des Jet Streams auf die Südseite des Himalaya gekoppelt ist. Die Zirkulationsumlagerung wird sehr augenfällig durch ein Jet-Maximum eingeleitet, wie an Hand von Höhenwindkarten demonstriert wird. Es ist sowohl der Ausbruch als auch der Rückzug des indischen Monsuns an die Strömungsvorgänge im Jet-Stream-Niveau gebunden. Eine Verlagerung der mittleren Position des Höhentrogges vom Sommer zum Winter wird durch die Konfiguration der asiatischen Hochgebirge bedingt. Die Höhenströmungsverhältnisse über dem östlichen Himalaya sind in guter Übereinstimmung mit Wolkenzugsbeobachtungen der österreichischen Cho-Oyu-Expedition 1954.

Abstract

Using time-sections of Indian rawinsonde stations, it can be show, that the retreat of the Indian summer monsoon is associated with a shift of the jet stream towards the south of the Himalayas. The change in the circulation system obviously is brought about by a single jet-maximum, as can be demonstrated with the aid of upper-flow charts. Thus, the "burst" as well as the retreat of the monsoon are linked with the flow pattern at the jet-stream level. The shift of the mean position of the upper-air trough from summer to winter is forced by the configuration of the Central-Asiatic plateau. The upper-air stream lines over the Eastern Himalayas are in agreement with cloud-drift observations made by the Austrian Cho-Oyu-Expedition 1954.

Bereits 1931 schuf Wagner (7) die Grundlagen der modernen Monsunkonzeption, welche die Anschauung eines einfachen, geschlossenen Zirkulationsrades mit einem Antimonsun in der Höhe widerlegte. 1936 wies Rodewald (6) darauf hin, daß für eine prognostische Erfassung der Witterungsvorgänge in den vom Monsunvorstoß betroffenen Gebieten auch die Strömungsvorgänge nördlich des Himalaya heranzuziehen sind. Es wird also die Monsunzirkulation nicht mehr als in sich abgeschlossen betrachtet, sondern als Teil der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre. Riehl (5) und seine Schule haben diese Aspekte einer modernen Monsuntheorie weiter ausgebaut. Yeh (8) zeigte, daß über

Ostasien der Jet-Stream mit großer Beständigkeit eine doppelte Struktur besitzt, wobei ein Ast nördlich und einer südlich des Himalaya verläuft. Bolin (1) konnte an Hand von mittleren Höhenwerten der 500-mb-Fläche nachweisen, daß die mittlere Trogposition über dem indischen Raum vom Sommer zum Winter eine Verlagerung von 75°E auf 85—90°E erfährt. Diese Verlagerung wird offensichtlich durch die Konfiguration des Himalayamassivs erzwungen. Nach Chaudhury (2) teilt sich der Jet-Stream, der auf das Gebirgsmassiv trifft, in einen südlichen und einen nördlichen Ast, während über dem Plateau selbst ein Minimum an Windgeschwindigkeit herrscht. Die Teilung des Jet-Stream wird durch die Abkühlung des Plateaus und die dadurch hervorgerufene Verstärkung des Druckgradienten südlich des Himalaya, unter gleichzeitiger Abschwächung des horizontalen Gradienten über dem Plateau selbst, eingeleitet. Flohn (3) wies für den Sommer über dem Plateau die Existenz einer thermischen Antizyklone nach, welche die Westwinde über Nordindien abschwächt, schließlich gänzlich zum Erliegen bringt und somit das Vorrücken des Sommermonsuns ermöglicht.

Dieses Vorrücken ("burst of the monsoon") das von verschiedenen Autoren eindrucksvoll beschrieben wird (vergl. Literatur bei Yin (9)) ist also eine Folge differentieller Erwärmung, die den Zusammenbruch des Jet-Streams südlich des Himalaya und eine Neubildung nördlich des Gebirges herbeiführt. Damit gekoppelt ist das Vorrücken der äquatorialen Tiefdruckrinne (vergl. Yin (9) und Riehl (5)), welche die Monsunniederschläge mit sich führt.

Die Strömungsverhältnisse während der Monate des Wintermonsuns sind durch westliche Höhenwinde über dem größten Teil des indischen Subkontinents gekennzeichnet (vergl. auch Koteswaram (4)). Die Station Peshaver (34°01'N, 71°35'E) zeigt auch während des Sommers bei vorwiegend westlicher Strömungsrichtung den Durchzug von Geschwindigkeitsmaxima an. New Delhi (28°35'N, 77°12'E) liegt dagegen zunächst in den Ausläufern der östlichen Höhenströmung (vergl. Abb. 1).

In Abb. 2 bis 4 sind die Windverhältnisse über Indien in 30 000 Fuß Höhe für 1., 4. und 7. Oktober 1954, 14.30h I.S.T. (Indian Standard Time) wiedergegeben. Es ist dies der Zeitraum, in dem der Jet-Stream erstmals südlich des Himalaya durchbricht. Bei der Analyse der Höhenkarten wurden sämtliche Radiosonden- und Pilotballonaufstiege, die das 20 000-Fuß-Niveau an dem betreffenden Tag erreichten, berücksichtigt, da nur wenige Bal-

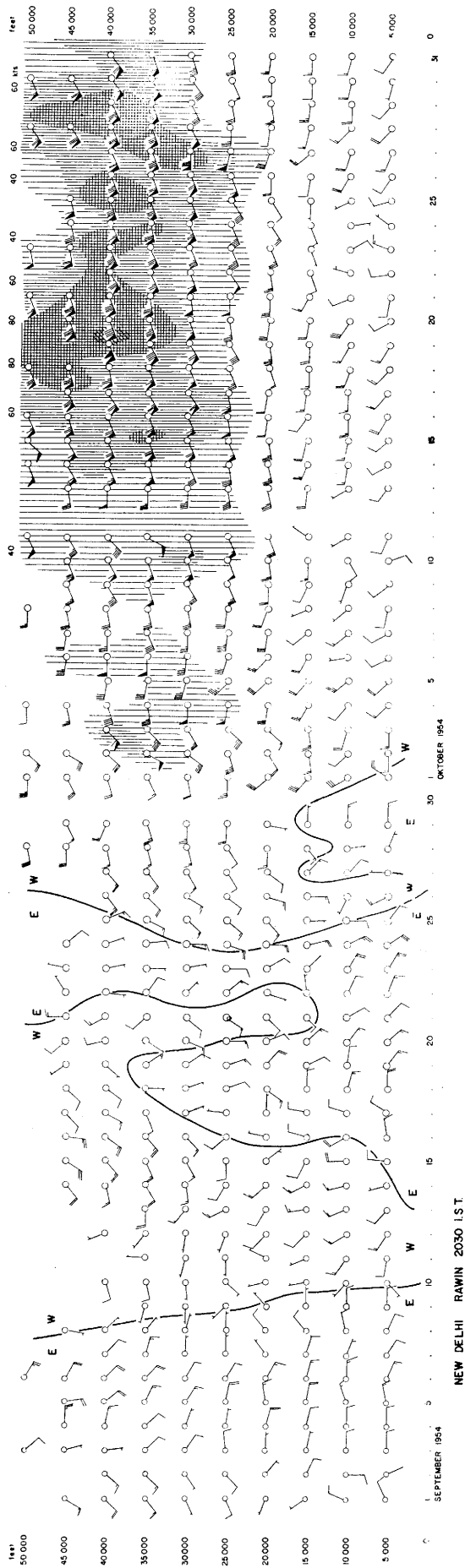


Abb. 1
Zeitschnitt der Rawinsonde New Delhi für September und Oktober 1954. Die Linien geben die Trennung zwischen Ost- und Westwindkomponenten an. Verschiedene Dichte der Schraffierung für 40, 60, 80 und 100 Knoten.

NEW DELHI RAWIN 2030 I.S.T.

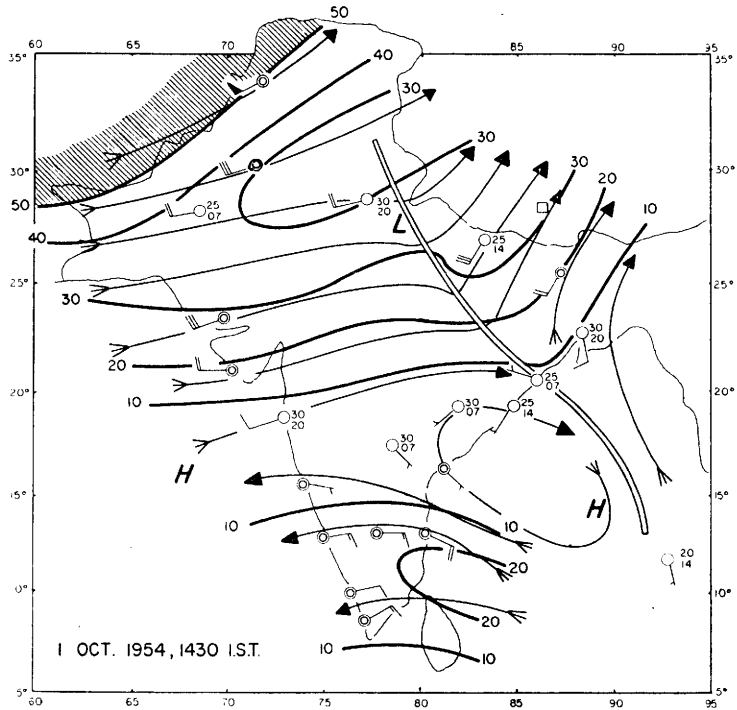


Abb. 2

Isotachen (dicke Linien, über 50 Knoten schraffiert) und Stromlinien (dünne Linien) über Indien in 30 000 Fuß Höhe. Die Doppellinien geben die Position von Tiefdrucktrögen an. H und L bezeichnen die Lage von Hoch- und Tiefdruckgebieten auf der Bodenkarte, A und C die Position von antizyklonischen und zyklonischen Vortices in der Höhenströmung. Aufstiege, die nicht zum Kartentermin durchgeführt wurden bzw. nicht 30 000 Fuß Höhe erreichten, sind durch Zahlenpaare gekennzeichnet, wobei die obere Zahl die Höhe der Beobachtung, und die untere Zahl die Stunde des Aufstiegs (Indian Standard Time) angibt.

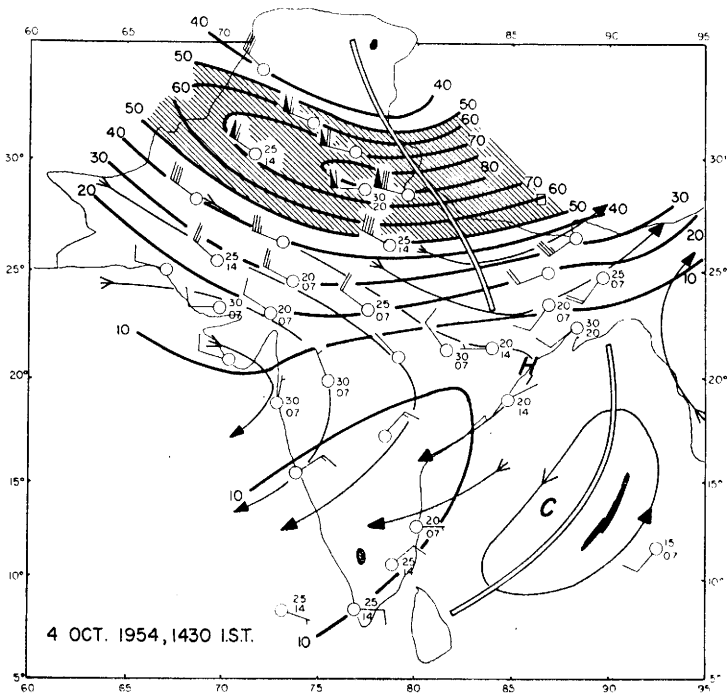


Abb. 3
Wie Abb. 2

lons in große Höhen vordringen. Es konnte auf diese Weise zwar der Verlauf der Jet-Achse genügend genau festgelegt werden, doch reichte die Qualität der Beobachtungen nicht dazu aus, die Position des Jet-Maxi-

mums*) selbst eindeutig festzulegen. Am 1. Oktober kündigt sich der Vorstoß eines Höhenwindmaximums

*) Unter „Jet-Maximum“ sei ein Maximum an Windgeschwindigkeit entlang der Jet-Achse verstanden.

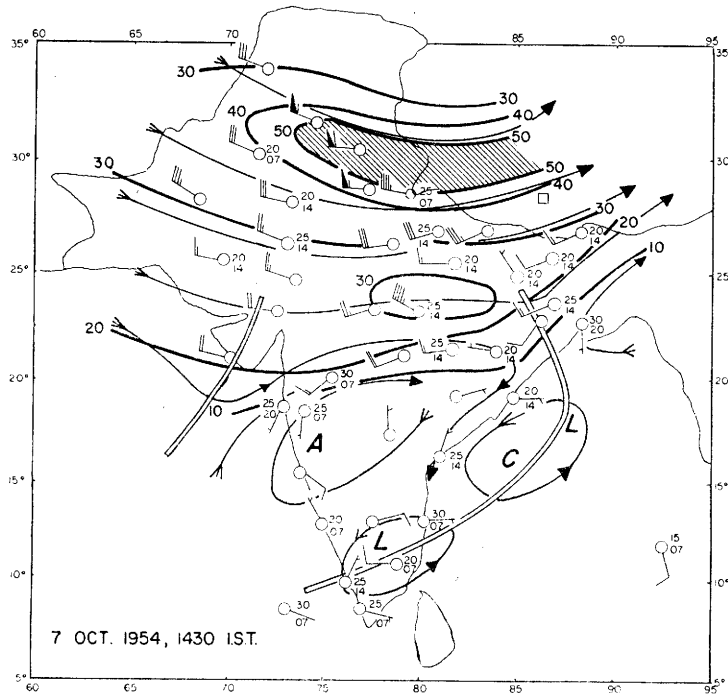


Abb. 4
Wie Abb. 2

durch stärkere südwestliche Winde über Peshawar (50 Knoten) an. Bereits am nächsten Tag liegt New Delhi im Bereich der starken südwestlichen Höhenströmung. Am 4. Oktober (Abb. 3) ist der Höhepunkt der Entwicklung über Indien erreicht. Gleichzeitig mit dem Jet-Maximum rückt der Höhentrog von seiner Position über Afghanistan bis gegen 85° östl. Länge vor, die äquatoriale Scherungslinie als Sitz des Monsunwetters wird gleichzeitig nach Südwesten abgedrängt. Am 7. Oktober (Abb. 4) hat das Höhenwindmaximum zu seinem

größten Teil bereits die Südflanke des Himalaya umrundet.

Abb. 5 gibt die Wolkenzugsbeobachtungen der österreichischen Cho-Oyu-Expedition wieder, deren Lagerplatz durch ein Quadrat bei etwa 28°N, 86°E in den Höhenwindkarten angedeutet ist. Es wurden lediglich Zugbeobachtungen der Alto- und Cirrusgruppe angeführt, für die allerdings wegen der Schwierigkeit der Höhenschätzung nur Richtungs- und keine Geschwin-

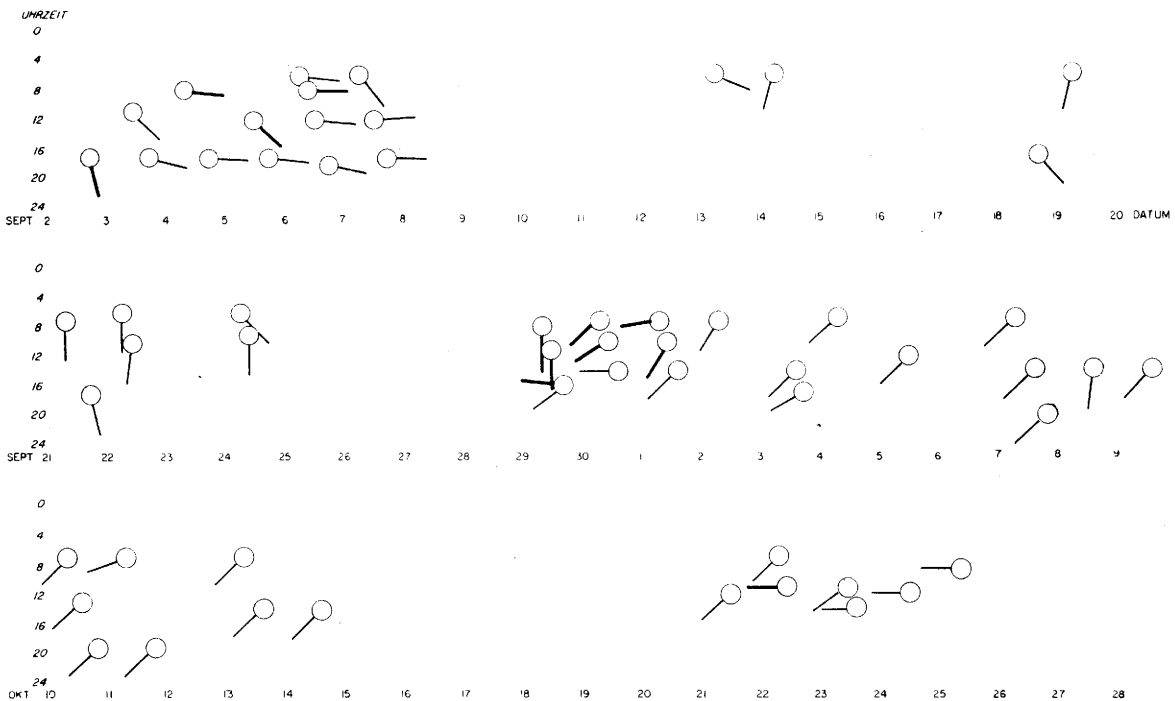


Abb. 5
Wolkenzugsbeobachtungen von H. Heuberger, österreichische Cho-Oyu-Expedition 1954, nach Uhrzeit und Datum aufgetragen. Dicke Pfeile für Cirren, dünne Pfeile für Wolken der Alto-Gruppe.

digkeitsmessungen mittels Wolkenpiegel vorliegen*). Die tiefen Wolken wurden, da ihre Zugrichtung infolge des Einflusses von Berg- und Talwinden nicht repräsentativ für die Strömung in der freien Atmosphäre ist, nicht berücksichtigt. Während schon am 14. September ein Drehen des Höhenwindes auf südliche Richtung zu beobachten ist, setzt sich am Abend des 29. September sehr unvermittelt eine westliche Strömungsrichtung bis ins Cirrenniveau durch. Eine südwestliche Höhenströmung tritt dann schließlich an allen weiteren Tagen mit Wolkenzugsbeobachtungen auf und ist in guter Übereinstimmung mit den Höhenwinden über New Delhi (Abb. 1).

Der Vorstoß des Jet-Maximums auf die Südseite des Himalaya wirkt sich auf die Höhenströmung über dem größten Teil des indischen Subkontinents aus. Über Calcutta treten am 28. September vorübergehend, und ab 11. Oktober — eingeleitet durch den Durchzug einer weiteren Störung — dauernd Höhenwinde mit einer westlichen Komponente auf. In Bombay setzt sich ebenfalls die Westkomponente in 30 000 Fuß Höhe erstmals um den 29. September, endgültig jedoch am 11. Oktober durch, während zu diesem Termin der Südwestmonsun der tieferen Schichten durch den Nordostmonsun abgelöst wird.

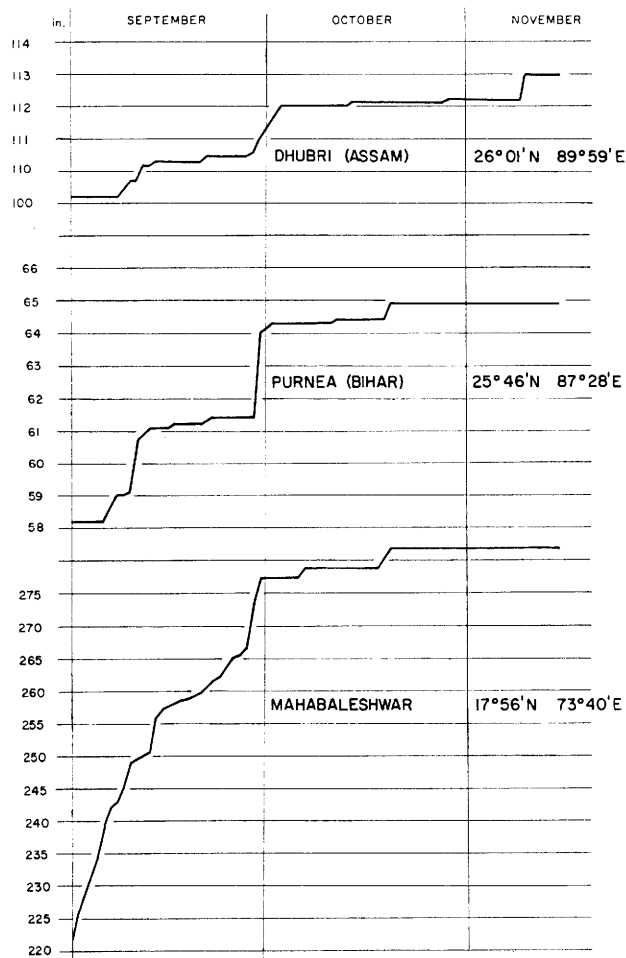


Abb. 6

Kumulative Niederschlagssummen dreier indischer Stationen (Dhubri, Purnea und Mahabaleshwar) für September, Oktober und November 1954.

In Abb. 6 sind schließlich die kumulativen Niederschlagssummen für drei weit verstreute Stationen angegeben. Trotz der weiten Entfernungen zwischen die-

*) Die Beobachtungen stammen von H. Heuberger, Geogr. Institut der Universität Innsbruck.

sen Stationen zeigt ein deutlicher Knick in allen drei Kurven zu Anfang Oktober, also zum Zeitpunkt des Durchbruchs des Jet-Streams auf der Südseite des Himalaya, das beinahe gleichzeitige Ende der Monsun-niederschläge an. Schon seit Mitte September war besonders in den nördlichen Provinzen ein Abflauen der Niederschlagstätigkeit zu verzeichnen, das im Zusammenhang mit dem Auftreten westlicher Höhenwinde im Norden des Landes steht. Es scheint also auch beim Rückzug des Monsuns, genau wie bei dessen Vorstoß (Riehl (5) und Yin (9)) Atempausen zu geben, die von der Lage der Westwindzone bzw. der äquatorialen Scherungslinie abhängen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß das Ende des indischen Sommermonsuns durch ein Höhenwindmaximum verursacht wird, das — aus dem eurasischen Raum kommend — erstmalig den Himalaya auf seiner Südflanke umrundet, dadurch die mittlere Höhentrogposition nach Osten verlagert und ein sehr beständiges Jet-Stream-Regime südlich des Himalaya einleitet.

Aus den bisher veröffentlichten Arbeiten über die Aerologie des indischen Monsuns kann wohl der Schluß gezogen werden, daß für seine Entstehung nicht so sehr die Größe des asiatischen Kontinents, als vielmehr die enorme Massenerhebung des Himalaya und des tibetischen Plateaus mit ihrer differentiellen Erwärmung oder Abkühlung verantwortlich ist, da sie „kanalisierend“ auf die jahreszeitlich nord- und südwärts pendelnde Jet-Stream-Zone wirkt und dadurch äußerst beständige und regelmäßig wiederkehrende Höhenwindverhältnisse schafft, wie sie in keinem anderen Teil der Erde anzutreffen sind.

Die Alpen mit ihrer relativ geringen Höhe haben einen dementsprechend kleineren Einfluß auf den Jet-Stream. Zwar sind die Föhn- und Staueffekte, oder die Bildung von Genuazyklonen, sehr augenfällige Erscheinungen, der jahreszeitlichen Schwankung der Jet-Stream-Zone setzen die Alpen jedoch kein wesentliches Hindernis entgegen.

Literatur

- (1) Bolin, B.: On the influence of the earth's orography on the general character of the westerlies. *Tellus* 2, 184-195 (1950)
- (2) Chaudhury, A. M.: On the vertical distribution of wind and temperature over Indo-Pakistan along the meridian 76°E in winter, *Tellus* 2, 56-62 (1950)
- (3) Flohn, H.: Large-scale aspects of the "summer monsoon" in South and East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan* 75th Anniv. Vol. 180-186 (1957)
- (4) Koteswaram, P. and Parthasarathy, S.: The mean jet stream over India in the pre-monsoon and post-monsoon seasons and vertical motions associated with subtropical jet streams. *Indian J. Meteor. Geophys.* 5, No. 2 (1954)
- (5) Riehl, H.: *Tropical meteorology*. New York 1954, p. 256 ff.
- (6) Rodewald, M.: Bemerkungen zu: Karl Wien, Die Wetterverhältnisse am Nanga Parbat während der Katastrophe auf der deutschen Himalaya-Expedition 1934. *Meteor. Z.* 53, 182-186 (1936)
- (7) Wagner, A.: Zur Aerologie des indischen Monsuns. *Gerlands Beitr. Geophys.* 30, 196-238 (1931)
- (8) Yeh, Tu-Cheng: The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945-46. *Tellus* 2, 173-183 (1950)
- (9) Yin, Maung Tung: A synoptic-aerologic study of the onset of the summer monsoon over India and Burma. *J. Meteor.* 6, 393-400 (1949)

8. Abschluß der Tagung

Der Vorsitzende, Prof. F. Steinhauser, stellte fest, daß damit die Tagesordnung erschöpft sei. Der Direktor des Meteorologisch-Hydrologischen Dienstes von Slowenien, Herr Dipl.-Ing. O s t a n e k, Ljubljana, lud im Namen seiner Regierung zur 6. Internationalen Tagung für Alpine Meteorologie im Jahre 1960 nach Bled ein. Die Versammlung nahm mit Beifall von dieser Einladung Kenntnis.

Prof. Steinhauser machte sich zum Sprecher der Teilnehmer an der anstrengenden 5. Tagung für Alpine Meteorologie, indem er den Dank für die Organisation zum Ausdruck brachte. Alle Teilnehmer würden gern an die Tagung zurückdenken, die mit der Vielfalt der Vortragsthemen für jeden etwas gebracht habe. Auch Äußerlichkeiten, die für eine Tagung wichtig seien, wären in Garmisch-Partenkirchen in glücklicher Weise gelöst worden. Man habe von der „Mechanik“ der Tagung kaum etwas gemerkt — das sei immer das Beste.

Präsident Dr. Bell sprach als Einladender allen Vorsitzenden der Abschnitte, allen Vortragenden, allen, die an der Organisation der Tagung beteiligt waren, der Marktgemeinde Garmisch-Partenkirchen, dem Direktorat der Knabenoberschule und seinen Helfern den herzlichen Dank aus. Er dankte weiter dem Direktor des Hydro-Meteorologischen Dienstes von Slowenien, Herrn Dipl.-Ing. O s t a n e k, für die Einladung nach Bled. Wie man aus dem Beifall habe entnehmen können, werde diese Einladung sehr begrüßt. Er glaube sagen zu können, daß alle Teilnehmer der Garmischer Tagung gern nach Bled reisen werden. „Ich habe aus den Worten von Herrn Prof. S t e i n h a u s e r entnommen, daß es Ihnen in Garmisch gefallen hat. Das freut mich ebenso wie meine Mitarbeiter vom Deutschen Wetterdienst. Nehmen Sie alle unsere besten Wünsche für Ihre Rückkehr zu Ihren heimatlichen Instituten mit. Denken Sie in den kommenden zwei Jahren gelegentlich noch einmal an die 5. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie. die ich damit schließe!“

9. Verzeichnis der Teilnehmer

- Aichele, Dr. H., Stuttgart
Ambach, Dr. W., Innsbruck/Österreich
Anders, Dr. G., München
Arenhold, Dr. R., München
Bätjer, Dipl.-Met. D., Bremen
Barbé, G. D., Paris/Frankreich
de Bary, Dr. E., Mainz
Baumann, Dr., Bonn
Baumgärtel, Dipl.-Met., München
Bell, Dr. G., Offenbach a. M.
Bender, Dr., München
Benkendorff, Dr. R., Hamburg
Berenger, M., Asnières/Frankreich
Berg, Prof. Dr. H., Köln
Bernhardt, K. H., Leipzig
Bernot, Fr., Ljubljana/Jugoslawien
Bider, Dr. M., Basel/Schweiz
Billaut, M., Paris/Frankreich
Blanchet, G., Villeurbanne/Frankreich
Blümke, München
Bolle, Dr. H. J., Hamburg
Bossolasco, Prof. Dr. M., Genova/Italien
Bringmann, Dr., Mülheim/Ruhr
Britzkow, Dipl.-Met. K., Cochem-Cond
Bullrich, Dr. K., Mainz
Busse, Dr., Fürstenfeldbruck
Čadež, Prof. Dr. M., Belgrad/Jugoslawien
Cambon, M., Nogent/Frankreich
Capello, Prof. Dr. C., Turin/Italien
Cehak, Dr. K., Wien/Österreich
Christ, H.-W., Mainz
Cordes, Dr. H., Offenbach a. M.
Courvoisier, Dr., Zürich/Schweiz
Dechant, Dipl.-Met., München
Drimmel, Dr. J., Wien/Österreich
Ebel, Köln
Eder, H., Wien/Österreich
Effenberger, Dipl.-Ing. W., Freiburg
van Eimern, Dr. J., Weihenstephan
Elsner, München
Engelmann, Dr., Neustadt
Feldmann, Dipl.-Ing., Augsburg
Fink, Dipl.-Ing. C., München
Fleischer, Dr. R., Hamburg
Flohn, Prof. Dr. H., Offenbach a. M.
Fontaine, P., Meudon/Frankreich
Frank, München
Friedel, Dr. H., Innsbruck/Österreich
Friedrich, Dr. W., Wien/Österreich
Frohnholzer, Dr. J., München
Fuhrmann, H., München
Gasser, Dr. O., München
Geiger, Prof. Dr. R., München
Gerbier, N., Paris/Frankreich
Glasel, Dipl.-Ing. E., Wien/Österreich
v. Glasenapp, M., Hamburg
Gressel, Dr. W., Salzburg/Österreich
Grunow, Dr. J., Hohenpeißenberg
Guss, H., Offenbach a. M.
Gutsche, Dr. A., Offenbach a. M.
Habermehl, Dr. R., Neustadt
von Hackewitz, H., Marl
Hansen, Prof. Dr., Hamburg
Hastenrath, St., Bad Neuenahr
Hauer, Dipl.-Met. H., München
Heigel, Dipl.-Met. K., Hohenpeißenberg
Hellmich, Dr. W., München
Herb, Dr., München

- Hess, Dipl.-Met. H., Zugspitze
Hesse, Prof. Dr. W., Leipzig
Hillebrand, Dr. R., Bremen
Höschele, Dr. K., Bernhausen
Hoffmann, Dr., Amman/Jordanien
Hoffmeister, Dr. J., Berlin
Hoinkes, Prof. Dr. H., Innsbruck/Österreich
Holzapfel, Dr. R., Offenbach a. M.
Horney, Dipl.-Met., G., München
Hüfner, Hohenpeißenberg
Ibe, Dr., Caracas/Venezuela
Israël, Prof. Dr. H., Aachen
Jaffé, A., Innsbruck/Österreich
Jahn, Innsbruck/Österreich
Jardel, Dr. J.-C., Briançon/Frankreich
Jelinek, Dr. A., Linz/Österreich
Johannsen, Dipl.-Met. H. H., Offenbach a. M.
Jungmann, Dr. H., Hamburg
Kaestner, A., Köln
Kasten, Dipl.-Phys. Fr., Mainz
Keil, Dr., K., Offenbach a. M.
Kern, Dr. H., München
Kirigin, B., Zagreb/Jugoslawien
Klein, Th., Heidelberg
Klokow, Dipl.-Phys., Quickborn
Knoch, Prof. Dr. K., Bad Kissingen
Kohl, Dr. O., München
Konček, Prof. Dr. N., Preßburg//CSR
Kopp, Dr. W., Bremen
Korb, G., Mainz
Krammer, Martin, Basel/Schweiz
Krebs, Fürstfeldbruck
Kritzer, Dipl.-Met. G., München
Laube, Köln
Lauscher, Prof. Dr. Fr., Wien/Österreich
Lebeau, Prof., Lyon/Frankreich
Levert, Dr. C., De Bilt/Niederlande
Lifka, Prof. Dr. H., Laufenburg/Schweiz
Lipp, Dr. H., Garmisch-Partenkirchen
Lohmeyer, Dipl.-Met. E., Darmstadt
Lohr, Dr. A., München
Luchino, Dr. M., Turin/Italien
Mäde, Prof. Dr. A., Halle/Saale
Makjanić, Dr. B., Zagreb/Jugoslawien
Maksic, Prof. Dr. B., Zagreb/Jugoslawien
Maletzke, Dr., München
Manier, G., Hechtshelm
Manig, Dr. M., Offenbach a. M.
Mertz, J., Bron/Frankreich
Merz, Dr. O., Oberammergau
Meyer, E., Innsbruck/Österreich
Meyer, Dr. H. K., Offenbach a. M.
Mildner, Dr. P., Kelkheim
Milosavljević, K., Belgrad/Jugoslawien
Milosavljević, Prof. Dr. M., Belgrad/Jugoslawien
Möller, Prof. Dr. Fr., Mainz
Mörikofer, Dr. W., Davos/Schweiz
Model, E., Zugspitze
Moussa, J., Lyon/Frankreich
Mügge, Prof. Dr. R., Frankfurt a. M.
Müller, Dr. H. G., München
Nägeli, W., Zürich
Obenland, Dipl.-Ing. E., Oberstdorf
Olbers, Dr., Hamburg
Ostaneck, Dipl.-Ing. L., Ljubljana/Jugoslawien
Pasić, H., Sarajewo/Jugoslawien
Paulczinsky, W., Innsbruck/Österreich
Petkovsek, Z., Ljubljana/Jugoslawien
Poggi, A., Grenoble/Frankreich
Pohl, Dr., München
Pristov, Dipl.-Met. J., Ljubljana/Jugoslawien
Pućnik, J., Ljubljana/Jugoslawien
Raetjen, Prof. Dr., Hamburg
Raschke, E., Mainz
Reichel, Dr. E., München
Reidat, Dr. R., Hamburg
Reifferscheid, Dr. H., Offenbach a. M.
Reimers, Dr. H., Berlin
Reinwarth, O., München
Reiter, Dr. E. R., Innsbruck/Österreich
Reiter, Dr. R., Farchant
Reuter, Prof. Dr. H., Wien/Österreich
Reya, Prof. Dr. O., Ljubljana/Jugoslawien
Riblet, J., Lyon/Frankreich
Richter, Dr. H. K., München
Riedel, Dr., Innsbruck/Österreich
van Rinsum, Dr. A., München
Robavs, M., Ljubljana/Jugoslawien
Roller, Dr. M., Wien/Österreich
Rosini, Prof. Dr. E., Rom/Italien
Roth, R., München
Schedler, Prof. Dr. A., Innsbruck/Österreich
Schlegel, Dipl.-Met. M., Offenbach a. M.
Schmacke, E., Stockholm/Schweden
Schmidt, Dr., Trier
Schmidt, Hohenpeißenberg
Schmidt, Dipl.-Met. M., Lindau
Schneider-Carius, Prof. Dr. K., Leipzig
Schnelle, Dr. Fr., Offenbach a. M.
Schreiber, Dipl.-Met. D., Berlin
Schüepf, Dr. M., Zürich/Schweiz
Schulz, Dr. L., Hannover
Schulze, Prof. Dr. R., Hamburg
Schwabacher, Lt., Ramstein Air Base
Seidel, Dr., Augsburg
Seilkopf, Prof. Dr. H., Hamburg
Siedentopf, Prof. Dr. H., Tübingen
Simonis, Köln
Sommer, Dipl.-Met. W., Offenbach a. M.
Sorg, Dr. W., Saarbrücken
Steinhäusser, Dr. H., Klagenfurt/Österreich
Steinhausser, Prof. Dr. F., Wien/Österreich
Serten, A. K., Kjeller/Norwegen
Stöbe, Dr. W., München
Strackenbrock, Bonn
Striffling, M., Lyon/Frankreich
Strobel, J.-H., Genf/Schweiz
Terpitz, Köln
Tollner, Dr. H., Salzburg/Österreich
Troll, Prof. Dr. C., Bonn
Turner, Dr. H., Völs/Österreich
Uhlig, Dr. S., Bremen
Ullrich, Dr. K.-O., Memmingen
Volz, Dr. F., Milton/USA
Vujičić-Gamser, K., Belgrad/Jugoslawien
Walser, Dipl.-Ing. E., Bern/Schweiz
Walter, O., Stuttgart
Warmbt, Dr. W., Radebeul
Weber, O., Zürich/Schweiz
Wedler, Dipl.-Ing., Hamburg
Wegener, Dr. K., Graz/Österreich
Werner, Dipl.-Met., München
Weickmann, Prof. Dr. L., Bad Kissingen
Weickmann, Dipl.-Met. L., Teheran/Iran
Weiß, Dr., Wels/Österreich
Wiehler, Dr. J., Stuttgart
Wild, Dr. Fr., Stuttgart
Willfarth, Dr. J., Wien/Österreich
Winter, Dr. H. Genf/Schweiz
Wittmann, Dipl.-Met. J., München
Wöhr, Dr. F., München
Woelfle, Dipl.-Ing. Fr., München
Wundt, Prof. Dr., Freiburg
Zimmermann, Dipl.-Met., München
Zingg, Dr. Th., Davos/Schweiz
Zistler, Prof. Dr. P., München

10. Sachregister zu den Vorträgen

- Ablation, Les conditions météorologiques de l' — sur le glacier de St.-Sorlin (Peguy & Blanchet)
- Albedomessungen, Neuere — und Extinktionsmessungen an Gletschereisplatten (Jaffé)
- Alpenphänologie im Rahmen der Phänologie Europas (Schnelle)
- Arbeitsbedingungen im Freien, Zur Klimatologie der — in alpinen Landschaften (Lauscher)
- Barometrische Höhenformel, Praktische Anwendung der — bei der Untersuchung der Kalt- und Warmlufteinbrüche (Čadež)
- Behaglichkeit, Temperatur und Strahlung als Faktoren der — im Gebirge (Berg)
- Bewetterung alpiner Höhlen, Zur — (Gressel)
- Biologische Wirkung, Über die — des Hochgebirgsklimas auf den Menschen (Jungmann)
- Biologische Wirkung, Zur — der langwelligen Ultraviolettstrahlung in den Alpen (Schulze)
- Biosphäre, Über die Resonanz von Wettervorgängen in der — des nördlichen Alpenvorlandes (Brezowsky)
- Biotropie, Zur — des Alpenföhns (Obenland)
- Bora, die wechselseitige Beeinflussung von Seewind und — (Makjanić)
- Champ électrique terrestre, Un appareillage de mesure continue du — (Jardel & Lepoivre)
- Ciel Bleu, Rayonnement du "—" des Préalpes de Provence. — Détermination de la répartition des luminances sur la totalité de la voûte céleste au moyen d'"Isophotes" tracées directement au Photometre Inscripteur Riblet (Riblet)
- Circulation atmosphérique, Données numériques sur la — en altitude, jusqu'à 30 km et au-delà, en été, en bordure ouest des Alpes française, près de Chambéry (Barbé)
- Crues, Sur les causes météorologique des — concomitantes du Rhône et du Pô (Striffling)
- Energiespeicher, Aus Schneevorratsmessungen abgeleitete Zuflußprognosen zu voralpinen —n (Wöhr)
- Enneigement, Contribution à la connaissance de la distribution altimétrique de la durée de l' — dans les Alpes françaises du Nord (Poggi)
- Enneigement, Nouvelles données sur l' — moyen d'hiver et de printemps dans les Alpes française — Essai de schématisation des types de temps correspondants (Fontaine)
- Expedition, Das Ende des indischen Sommermonsuns 1954 mit Daten der österreichischen Cho-Oyu- — (Reiter, E. R.)
- Exposition, L'influence de l' — sur les variations des glaciers de la vallée d'Aoste (Vanni)
- Extinktionskoeffizient, Beiträge zur Bestimmung des —en von Gletschereis (Ambach)
- Extinktionsmessungen, Neuere Albedo- und — an Gletschereisplatten (Jaffé)
- Föhn, Atmosphärische Zustände und Vorgänge bei Wetterphase 3 (—) nach Ungeheuer (Reifferscheid)
- Föhn, Zur Biotropie des Alpen—s (Obenland)
- Froststrukturböden, Zur vertikalen Verteilung von Frostwechseln und — in den Alpen (Hastenrath)
- Frostwechsel, Zur vertikalen Verteilung von —n und Froststrukturböden in den Alpen (Hastenrath)
- Geländeklima und Vegetation im Hochgebirge (Troll)
- Glacier, Les conditions météorologiques de l'ablation sur le — de St.-Sorlin (Peguy & Blanchet)
- Glaciers, L'influence de l'exposition sur les variations des — de la vallée d'Aoste (Vanni)
- Glazial-meteorologisches Forschungsprogramm, Das — in den Öztaler Alpen (Hoinkes)
- Gletscher, Die Änderungen des Sommer-Bergwetters in den letzten Jahren und die Reaktion der Ostalpen- — (Tollner)
- Gletschereis, Beiträge zur Bestimmung des Extinktionskoeffizienten von — (Ambach)
- Gletschereisplatten, Neuere Albedo- und Extinktionsmessungen an — (Jaffé)
- Gletscherhochstände, Hochsommertemperatur und — (Holzapfel)
- Hagelabwehr in Österreich (Friedrich)
- Hochgebirgsklima, Über die biologische Wirkung des —s auf den Menschen (Jungmann)
- Hochsommertemperatur und Gletscherhochstände (Holzapfel)
- Hochwasserspenden und mittlerer Jahresniederschlag (Steinhäusser)
- Hydrische Bilanz, Die — in den jugoslawischen Alpen (Reya)
- Hydrometeorologische Zwecke, Über ein Verfahren zur lochkartenmäßigen Festlegung der Schreiberregmesseraufzeichnungen für — (Levert)
- Internationale Tage, Die statistische Darstellung der Wetterlagen in dem NW-Teil Jugoslawiens während der — (Vujičić-Gamser)
- Isophotos, Rayonnement du "Ciel Bleu" des Préalpes de Provence. — Détermination de la répartition des luminances sur la totalité de la voûte céleste au moyen d'"—" tracées directement au Photometre Inscripteur Riblet (Riblet)
- Kaltfront-Bewegungen, Der Einfluß der Alpen auf die — (Petkovšek)
- Kaltlufteinbrüche, Praktische Anwendung der barometrischen Höhenformel bei der Untersuchung der — und Warmlufteinbrüche (Čadež)
- Kleinklimatische Messungen im Massiv der Bjelašnica/Jugoslawien (Pasić)
- Klimatologie der Wetterlagen im Alpengebiet (Schüepp)
- Klimatologie, Zur — der Arbeitsbedingungen im Freien in alpinen Landschaften (Lauscher)
- Lochkartenmäßige Festlegung, Über ein Verfahren zur — der Schreiberregmesseraufzeichnungen für hydrometeorologische Zwecke (Levert)
- Luftelektrische Erfahrungen in den Schweizer Alpen (Israël)
- Luftradioaktivität, Natürliche und künstliche — in den Alpen in verschiedenen Höhen (Reiter, R.)

- Masses d'air et types de temps dans le Couloir Rhodanien (Blanchet)
- Nebelniederschlagsmessungen, Beitrag zum Problem der — (Kirigin)
- Neiges, Recherches sur la limite temporaire des — dans les Alpes occidentales italiennes (Capello & Luchino)
- Niederschlag, Hochwasserspenden und mittlerer Jahres— (Steinhäusser)
- Niederschlagsstruktur, Über — in den Alpen bei positiven und negativen Temperaturanomalien (Kaestner)
- Oberflächentemperatur, Wirkungen von Strahlung und — auf die Vegetation der subalpinen Stufe (Turner)
- Ondes, Les — dues au relief dans les Basses Alpes françaises (Berenger)
- Ondes. Turbulence sous ondulatoire et zones de limitation des — de ressaut (Gerbier)
- Phänologie Europas, Alpenphänologie im Rahmen der — (Schnelle)
- Photomètre Inscripteur Riblet, Rayonnement du "Ciel Bleu" des Préalpes de Provence. — Détermination, de la répartition des luminances sur la totalité de la voûte céleste au moyen d'"Isophotes" tracées directement au — (Riblet)
- Prognostische Zwecke, Ein Beispiel der primären und sekundären Wellen nach H. Ficker für — in Slovenien (Pučnik)
- Rayonnement de "Ciel Bleu" des Préalpes de Provence. — Détermination de la répartition des luminances sur la totalité de la voûte céleste au moyen d'"Isophotes" tracées directement au Photomètre Inscripteur Riblet (Riblet)
- Régimes météorologiques, Succession et durée des — sur les Alpes (Mertz)
- Schmelzwassergehalt, Zur dielektrischen Bestimmung des —es einer Schneedecke (Ambach)
- Schneedecke, Wasserhaushaltsuntersuchungen in der winterlichen — einer randalpinen Tallage (Kern)
- Schneedecke, Zur dielektrischen Bestimmung des Schmelzwassergehaltes einer — (Ambach)
- Schneegewichtsbestimmungen, Die Zufluvorhersage aus — für den Lechspeicher Roßhaupten von April bis Juli (Frohnholzer)
- Schneeverhältnisse der hohen Tatra (Konček)
- Schneevorratsmessungen, Aus — abgeleitete Zufluvorhersagen zu voralpinen Energiespeichern (Wöhr)
- Schreibregennesseraufzeichnungen, Über ein Verfahren zur lockartenmäßigen Festlegung der — für hydrometeorologische Zwecke (Levert)
- Schreibregennesseraufzeichnungen, Eine einfache Darstellung der Ergebnisse von — (Johannsen)
- Seewind, Die wechselseitige Beeinflussung von — und Bora (Makjanić)
- Selenzellen-Kleinphotometer, Spektrale Messungen der Sonnenstrahlung und Trübungsbestimmung mit —n (Volz)
- Sommer-Bergwetter, Die Änderungen des —s in den letzten Jahren und die Reaktion der Ostalpengletscher (Tollner)
- Sommermonsun, Das Ende des indischen —s 1954 mit Daten der österreichischen Cho-Oyu-Expedition (Reiter, E. R.)
- Sonnenstrahlung, Spektrale Messungen der — und Trübungsbestimmung mit Selenzellen-Kleinphotometern (Volz)
- Strahlung, Temperatur und — als Faktoren der Behaglichkeit im Gebirge (Berg)
- Strahlung, Wirkungen von — und Oberflächentemperatur auf die Vegetation der subalpinen Stufe (Turner)
- Strahlungsmessungen, Ergebnisse der — auf den Westalpen und auf den Apenninen (Bossolasco)
- Strahlungswetter, Vorhersage der Temperaturmaxima für beliebige Gebirgslagen bei sommerlichen — (Drimmel)
- Straßenwetterdienst (Friedrich)
- Strömung in der freien Atmosphäre, Abweichungen des Windes auf den alpinen Beobachtungsstationen in bezug auf die — (Pristov)
- Subalpine ökologische Station, Entwicklung einer — (Friedel)
- Temperatur und Strahlung als Faktoren der Behaglichkeit im Gebirge (Berg)
- Temperatur, Interdiurne Veränderlichkeit der — auf dem Kopaonik (Milosavljević, K.)
- Temperaturanomalien, Über Niederschlagsstruktur in den Alpen bei positiven und negativen — (Kaestner)
- Temperaturanomalien, Zur Struktur positiver und negativer — am nördlichen Alpenrand (v. Hackewitz)
- Temperaturinversion im unteren Teil des Ljubljana-Beckens (Bernet)
- Temperaturmaxima, Vorhersage der — für beliebige Gebirgslagen bei sommerlichem Strahlungswetter (Drimmel)
- Trübungsbestimmung, Spektrale Messungen der Sonnenstrahlung und — mit Selenzellen-Kleinphotometern (Volz)
- Turbulence sous ondulatoire et zones de limitation des ondes de ressaut (Gerbier)
- Types de temps, Masses d'air et — dans le Couloir Rhodanien (Blanchet)
- Types de temps, Nouvelles données sur l'enneigement moyen d'hiver et de printemps dans les Alpes françaises — Essai de schématisation des — correspondants (Fontaine)
- Ultraviolettstrahlung, Zur biologischen Wirkung der langwelligen — in den Alpen (Schulze)
- Vegetation, Geländeklima und — im Hochgebirge (Troll)
- Vegetation, Wirkungen von Strahlung und Oberflächentemperatur auf die — der subalpinen Stufe (Turner)
- Vorhersage der Temperaturmaxima für beliebige Gebirgslagen bei sommerlichem Strahlungswetter (Drimmel)
- Warmlufteinbrüche, Praktische Anwendung der barometrischen Höhenformel bei der Untersuchung der Kalt- und — (Čadež)
- Wasserhaushaltsuntersuchungen in der winterlichen Schneedecke einer randalpinen Tallage (Kern)
- Wellen, Ein Beispiel der primären und sekundären — nach H. Ficker für prognostische Zwecke in Slovenien (Pučnik)
- Wetterentwicklung, Zur Klassifikation der — im Alpenraum von 1946—1957 (Gressel)
- Wetterlagen, Die statistische Darstellung der — in dem NW-Teil Jugoslawiens während der Internationalen Tage (Vujičić-Gamser)
- Wetterlagen, Klimatologie der — im Alpengebiet (Schüepp)
- Wetterphase 3 (Föhn), Atmosphärische Zustände und Vorgänge bei — nach Ungeheuer (Reifferscheid)

Wetterstatistik, Erfahrungsbericht zur Schüeppschen —
im Ostalpenraum (Willfarth)

Wettertypen, Einige statistische Daten über die italieni-
schen Stationen in den Alpen im Zusammenhang mit
den —, die in Italien herrschen (Rosini)

Wind, Abweichungen des —es auf den alpinen Beob-
achtungsstationen in bezug auf die Strömung in der
freien Atmosphäre (Pristov)

Wind, Einfluß der Transsylvaner Alpen auf die Struk-
tur des östlichen —es in der Pannonischen Ebene
(Milosavljević, M.)

Zuflußprognosen, Aus Schneevorratsmessungen abge-
leitete — zu voralpinen Energiespeichern (Wöhr)

Zuflußvorhersage, Die — aus Schneegewichtsbestim-
mungen für den Lechspeicher Roßhaupten von April
bis Juli (Frohnholzer)

11. Anschriften der Vortragenden bzw. Autoren

- Dr. W. Ambach
G. D. Barbé
M. Berenger
Prof. Dr. H. Berg
Dipl.-Geogr. Fr. Bernot
G. Blanchet
Prof. Dr. M. Bossolasco
Dr. H. Brezowsky
Prof. Dr. M. Čadež
Prof. Dr. C. Capello
Dr. J. Drimmel
P. Fontaine
Dr. H. Friedel
Dr. W. Friedrich
Dr.-Ing. J. Frohnholzer
N. Gerbier
Dr. W. Gressel
H. von Hackewitz
Dr. St. Hastenrath
Prof. Dr. H. Hoinkes
Dr. R. Holzapfel
Prof. Dr. H. Israëli
A. Jaffè
Dr. J.-C. Jardel
Dipl.-Met. H. H. Johannsen
Dr. H. Jungmann
A. Kaestner
Dr. H. Kern
B. Kirigin
Prof. Dr. N. Konček
Prof. Dr. Fr. Lauscher
Dr. C. Levert
Dr. M. Luchino
Dr. B. Makjanić
J. Mertz
K. Milosavljević
Prof. Dr. M. Milosavljević
Dipl.-Ing. E. Obenland
H. Pasić
Dipl.-Met. Z. Petkovšek
A. Poggi
Dipl.-Met. J. Pristov
J. Pučnik
Dr. H. Reifferscheid
Dr. E. R. Reiter
Dr. R. Reiter
Prof. Dr. O. Reya
J. Riblet
Prof. Dr. E. Rosini
Dr. Fr. Schnelle
Dr. M. Schüepp
Prof. Dr. R. Schulze
Dr. H. Steinhäuser
M. Striffling
Dr. H. Tollner
Prof. Dr. C. Troll
Dr. H. Turner
M. Vanni
Dr. F. Volz
K. Vujičić-Gamser, Frau
Dr. J. Willfarth
Dr.-Ing. F. Wöhr
- Innsbruck/Österreich, Schöpfstr. 41
Paris-17è/Frankreich, 99 Boulevard Péreire
Asnières/Siene, Frankreich, 196, Av. d'Argentueil
Köln, Meteorologisches Institut der Universität, Universitätsstr. 22
Ljubljana/Jugoslawien, Carja Dušana 16
Villeurbanne, Rhône/Frankreich, 18 rue Francis Chirat
Genova/Italien, Istituto Geofisico e Geodetico, Via Balba 30, Cas. post. 3145
Bad Tölz, Badstr. 15
Belgrad/Jugoslawien, Meteorological Institute, Studentski trg 3, p. f. 550
Turin/Italien, Istituto di Geografia Facoltà Magistero Università
Wien-XIX/Österreich, Hohe Warte 38
Meudon (Seine et Oise)/Frankreich, 12 Rue Hérault
Innsbruck/Österreich, Mandelsbergerstr. 19
Wien-XIX/Österreich, Hohe Warte 38
München-2, Hedwigstr. 4
Paris-XV/Frankreich, 155, rue de la Croix-Nivert (S. F. A. S. A.)
Salzburg/Österreich, Liliengasse 3
Marl/Westf., Brassert 162
Köln, Meteorologisches Institut der Universität
Innsbruck/Österreich, Schöpfstr. 41
Offenbach a. M., Frankfurter Str. 135
Aachen, Pipinstr. 12
Innsbruck/Österreich, Schöpfstr. 41
Briançon/Hts. Alpes/Frankreich, Hospital Civil
Offenbach a. M., Frankfurter Str. 135
Hamburg-13, Moorweidenstr. 14
Köln, Meteorologisches Institut, Universitätsstr. 2
München-22, Prinzregentenstr. 24, Bayer. Landesstelle für Gewässerkunde
Zagreb/Jugoslawien, Grič 3
Bratislava/CSR, Povraznicka 6
Wien-XIX/Österreich, Hohe Warte 38
De Bilt/Niederlande, Utrechtseweg 297, K. N. M. J.
Turin/Italien, Istituto de Geografia Facoltà Magistero Università
Zagreb/Jugoslawien, Ilica 129/III
Bron, Rhône/Frankreich, Centre Météo
Belgrad/Jugoslawien, Dubljanska 94
Belgrad/Jugoslawien, Dubljanska 94
Oberstdorf/Allg., Wannackerstr. 7
Sarajewo/Jugoslawien, Hydrometeor. Institut, Postfach 270
Ljubljana/Jugoslawien, Kadilnikova 3
Grenoble, Isère/Frankreich, Rue de Stalingrad, Station Météorologique
Ljubljana/Jugoslawien, Celjska ul. 13a
Ljubljana/Jugoslawien, Kodrova 37
Offenbach a. M., Frankfurter Str. 135
Innsbruck/Österreich, Schöpfstr. 41
z. Zt. Farchant b. Garmisch, Partenkirchener Str. 38a
Ljubljana/Jugoslawien, Meteorologisches Institut der Universität
Lyon, Rhône/Frankreich Institut des Etudes Rhodaniennes Université de Lyon
Roma/Italien, Viale Libia 22, Servizio Meteorologico
Offenbach a. M., Frankfurter Str. 135
Zürich/Schweiz, Balberstr. 20
Hamburg-13, Moorweidenstr. 14
Klagenfurt/Österreich, Tarviserstr. 148
Lyon, Rhône/Frankreich, 25, Quai Tilsitt
Salzburg/Österreich, Flughafen Maxglan, Wetterdienststelle
Bonn, Geographisches Institut, Franziskanerstr. 2
Innsbruck/Österreich, W.-Greil-Str. 9, Forschungsstelle f. Lawinenvorbeugung
Turin/Italien, Piazza Adriano 17
Mainz, Meteor.-Geophys. Institut (jetzt Harvard-Universität, Meteor. Dept., Cambridge 38, Mass./USA)
Belgrad/Jugoslawien, Aerologisches Observatorium, Ruže Jovanović 27
Wien-IV/Österreich, Schelleingasse 26/3/16
München-2, Blumenburgstr. 6, Bayernwerk A. G.